

В. С. ШКОДЗИНСКИЙ

**ПРОБЛЕМЫ
ФИЗИКО-
ХИМИЧЕСКОЙ
ПЕТРОЛОГИИ
И ГЕНЕЗИСА
МИГМАТИТОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

552.42
552.11

В. С. ШКОДЗИНСКИЙ

ПРОБЛЕМЫ
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ
ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА
МИГМАТИТОВ
НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук В. И. Кицул



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976



1438

УДК 552.42+552.11

На основании детального изучения минеральных парагенезисов, состава породообразующих минералов, количественно-минералогического состава и содержания жильного материала на примере Алданского щита рассматриваются вопросы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов: подвижность — инертность компонентов, режим воды при формировании, механизм образования и генетические типы.

Книга рассчитана на геологов, интересующихся вопросами петрологии глубинных метаморфических комплексов.

ОТ РЕДАКТОРА

Результаты настоящей работы — часть проводимых в лаборатории геологии докембрия Института геологии Якутского филиала СО АН СССР исследований процессов гранитообразования в зонах глубинного метаморфизма, начатых в свое время еще Б. Г. Лутцем.

Перед автором стояла задача выяснить физико-химические условия мигматитообразования с помощью метода парагенетического анализа, так как именно этот вопрос в проблеме мигматитов оставался наименее изученным. Известные попытки экспериментального и термодинамического моделирования процессов мигматитообразования, необходимые и важные сами по себе, естественно, не могут полностью отражать природные процессы без знания эмпирических закономерностей минеральных равновесий в мигматитах.

Проведенный автором физико-химический анализ процессов мигматитообразования в амфиболитовых и гранулитовых комплексах Алданского щита и Северного Приладожья привел его к заключению, что при этих процессах система субстрат + жильный материал чаще всего закрыта в отношении всех главных химических компонентов, включая и воду; вода — виртуальный инертный компонент; флюид в качестве самостоятельной фазы в гранитном расплаве обычно отсутствует. Эти основные положения в таком виде в литературе высказываются впервые. Их общепетрологическое значение заключается в необходимости рассмотрения процессов высокотемпературного метаморфизма и мигматито- и гранитообразования в тесной временной и причинно-следственной связи, учета фазы расплава в минеральных равновесиях мигматизированных метаморфических пород, совместного изучения субстрата и родственного жильного материала при выявлении геохимической эволюции метаморфических комплексов, анализа процессов гранитообразования в безфлюидных системах.

Настоящая работа, несомненно, привлечет внимание петрологов и послужит примером для проведения подобных исследований в других областях развития мигматитов.

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее примечательная особенность метаморфических комплексов амфиболитовой и гранулитовой фаций — почти повсеместное широкое развитие мигматитов. Знание генезиса этих специфических образований важно для решения многих вопросов петрологии и геологии глубинных метаморфических пород.

Изучены мигматиты к настоящему времени неравномерно. Наиболее детально исследованы их текстурные, структурные и петрографические особенности (многочисленные работы Седерхольма, Холмквиста, Менерта; Sheumann, 1937; Waard, 1950; Jung, Roques, 1952; Судовиков, 1955, 1964; Шуркин, 1957, 1966; и др.). Накоплен значительный материал по петрохимии (Engel, Engel, 1960; Suk, 1964; Brown, 1967; Matthes et al., 1972) и геохимии (White, 1966; Brown, 1967; Blattner, 1971; Matthes et al., 1972; Крылова и др., 1972) мигматитов. Менее исследованы минералы, минеральные парагенезисы и физико-химические условия образования. Химические анализы породообразующих минералов из жильного материала и субстрата приведены в немногих работах (Докембрий..., 1964; Судовиков и др., 1965; Blattner, 1971; Крылова и др., 1972). Ряд авторов (Крылова, Васильева, 1966; Lundgren, 1966; Винклер, Платен, 1968; Менерт, 1971) анализируют физико-химические условия мигматитообразования на основании экспериментальных и расчетных данных. Лишь в единичных работах (Лутц, 1966; Кориковский, 1967; Перчук, 1970_{1,2}; Grant, 1973) рассматриваются вопросы парагенетического анализа и термодинамики мигматитов.

В отношении главного в проблеме мигматитов вопроса о происхождении до сих пор нет единства взглядов. В последнее время популярна гипотеза образования мигматитов путем анатексиса (Lundgren, 1966; Winkler, 1967; Добрецов и др., 1970; Менерт, 1971; и др.), что связано с успешным воспроизведением процессов плавления кислых пород в экспериментах при условиях $P-T$, примерно отвечающих условиям высокотемпературного метаморфизма.

Значительная часть геологов предполагает метасоматический генезис жильного материала в мигматитах (Судовиков, 1954; 1955; Кинг, 1967; Brown, 1967, 1971; Misch, 1968). Д. С. Коржинский (1952, 1967, 1972, 1973) и ряд других исследователей (Кориковский, 1967; Шабынин, 1967; Лисицын, 1970; Летников, 1972) связывают образование мигматитов и гранитов с процессами магматического замещения. Некоторые петрологи (White, 1966; Ghaly, 1969) считают, что мигматиты образовались путем метаморфической дифференциации. Почти все исследователи (Маракушев, 1965; Lundgren, 1960; Matthes et al., 1972; Равич, 1972; и др.) допускают образование части жильного материала путем инъекции расплава. Большинство петрологов признают множественность путей образования мигматитов, но признанных критериев каждого генетического типа нет, и для каждой разновидности мигматитов высказываются различные гипотезы образования. Такая противоречивость в представлениях о генезисе мигматитов обусловлена слабой изученностью физико-химических условий их формирования.

В настоящей работе излагаются результаты исследования мигматитов с помощью парагенетического анализа. Этот метод успешно применяется при изучении метаморфических, магматических и метасоматических пород и только мигматиты до сих пор почти не исследованы с его помощью. Автор ставил своей главной задачей выяснить физико-химические условия образования мигматитов, установить их генетические типы и диагностические признаки последних, по возможности оценить влияние процессов мигматитообразования на метаморфические процессы.

Решение поставленных задач потребовало сбора специфического фактического материала — по конкретным соотношениям минеральных парагенезисов и химических составов породообразующих минералов в субстрате и жильном материале, многочисленных замеров содержаний последнего. Очень незначительную часть этого материала удалось найти в литературе, большая же часть собрана автором в основном на Алданском щите и Приладожье в результате исследования мигматитов по специально разработанной методике.

Успешному выполнению настоящей работы во многом способствовала всемерная поддержка со стороны В. И. Кицула. В период подготовки ее к печати ценные критические замечания были сделаны Д. С. Коржинским, А. А. Маракушевым, Л. Л. Перчуком, Б. Г. Лутцем, В. В. Хлестовым, С. П. Мурзаевым, Г. А. Гринбергом, К. А. Лазебник, С. П. Кориковским, И. А. Зотовым и И. С. Седовой. Всем этим товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

Глава I

ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ МИГМАТИТОВ

СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕРМИНОВ

Основоположник учения о мигматитах Дж. Дж. Седерхольм (Sederholm, 1913; Менерт, 1971) относил к мигматитам смешанные породы, состоящие из двух геологически различных частей: метаморфической породы и материала, образовавшегося в результате перерастворения, плавления метаморфических пород или инъекции расплава извне. Последующие исследователи, однако, чаще подразумевали под мигматитами только те породы, одна из частей которых прошла стадию расплава.

В последнее время многие петрологи (Тернер и Ферхуген, 1961; Добрецов и др., 1970; Менерт, 1971) справедливо отдают предпочтение негенетическому определению термина «мигматит». При генетическом определении одна и та же порода (в зависимости от генетических представлений исследователей) может быть отнесена или не отнесена к мигматитам. Наиболее удачным было бы определение, которое основывалось на признаках, относительно легко определяемых при полевых исследованиях (на вещественном составе и структурных и текстурных особенностях). Больше всего этим требованиям отвечает определение К. Менерта (1971): «Мигматит представляет собой сложную породу, состоящую из двух или более петрографически различных частей — вмещающей более или менее метаморфизованной породы и пегматитового, аплитового, в общем плутонического материала» (с. 194). Однако в этом определении все же есть дискуссионный генетический элемент — плутоническая природа одной из частей мигматита.

В данной работе применяется следующее определение мигматитов: *«Мигматиты — это сложные образования, состоящие из пород метаморфического облика и материала, близкого по составу к гранитам с признаками повышенной мобильности».* Вслед за Н. Г. Судовиковым метаморфические части мигматитов называются «субстратом», а нематаморфические — «жилым материалом», хотя последний не всегда имеет жиллообразную форму.

Первым необходимым условием отнесения породы к мигматитам является метаморфический облик субстрата. Это

позволяет отделить мигматиты от таких магматических образований (например, продуктов магматической дифференциации), в которых и ранние меланократовые и более поздние лейкократовые части сложены породами магматического облика.

Второе условие — присутствие жильного материала, близкого по составу к гранитам (гранитного, плагиогранитного, сиенитового, гранодиоритового; далее такой жильный материал будет называться гранитным). Это проводит границу между мигматитами и часто встречающимися метаморфическими породами с кварц-гранатовыми, кварцевыми, меланократовыми плагиоклаз-пироксеновыми и другими негранитными жилками и обособлениями.

Третье условие — присутствие признаков повышенной мобильности жильного материала: апофиз в метаморфические породы, секущего положения жил, наличия ксенолитов. Оно позволяет провести границу между мигматитами и обычными сложными по составу метаморфическими породами.

Кроме мигматитов, в формировании которых принимал участие расплав, для лучшего понимания их генезиса необходимо выделить и рассмотреть мигматитоподобные образования или псевдомигматиты. К ним отнесены сложные образования, состоящие из пород метаморфического облика и кварцевого, гранат-кварцевого, плагиоклаз-пироксенового и другого негранитного материала с признаками повышенной мобильности или гранито-, плагиогранито-, сиенито- и гранодиорито-гнейсового материала (ниже для краткости он будет именоваться гранито-гнейсовым) без признаков повышенной мобильности. Далее будет показано, что псевдомигматиты с негранитным жильным материалом образовались путем метаморфической дифференциации, а с гранито-гнейсовым материалом без признаков повышенной мобильности — путем метаморфической перекристаллизации первично сложных по составу пород.

Для процессов переплавления наиболее легкоплавких участков в породах использован широко распространенный в литературе (Eskola, 1933; Крылова и др., 1972) термин «дифференциальный анатексис».

В большинстве мигматитов жильный материал образовался в результате обособления расплава, сформировавшегося в качестве одной из фаз в ходе сложных реакций в субстрате. Для таких процессов образования мигматитов, являющихся процессами дифференциации вещества в ходе частичного анатексиса, использован применяемый К. Менертом (1971) термин «анатектическая дифференциация». Анатектическая дифференциация во многом аналогична метаморфической дифференциации — процессу дифференциации вещества в ходе метаморфической перекристаллизации.

Ниже мигматиты и мигматитоподобные образования разделены на две разновидности — парагенетически однородные и парагенетически разнородные. К первым отнесены мигматиты и псевдомигматиты, содержащие идентичные или родственные минеральные парагенезисы в субстрате и жильном материале. Под родственными минеральными парагенезисами понимаются два парагенезиса, один из которых сложен частью минералов другого. В парагенетически разнородных мигматитах минеральные парагенезисы субстрата и жильного материала разнородны, т. е. каждый из них содержит по крайней мере один минерал, не содержащийся в другом. Разделение мигматитов на парагенетически однородные и парагенетически разнородные примерно соответствует делению мигматитов на внутренне химически равновесные и внутренне неравновесные.

СИСТЕМАТИКА МИГМАТИТОВ

При исследовании мигматитов необходима систематика объектов исследования, особенно на генетической основе. В настоящее время в литературе нет общепризнанной генетической классификации мигматитов. Наиболее детально разработана систематика мигматитов по морфологическим признакам (Н. Г. Судовиков, 1955; К. А. Шуркин, 1957; Ю. Ир. Половинкина, 1966; К. Менерт, 1971). Еще Дж. Дж. Седерхольм выделил среди мигматитов агматиты, адергнейсы, полосчатые мигматиты, артериты и небуллиты, диктиониты, птигматиты, полимигматиты. Последующие исследователи в значительной мере принимали подразделения Дж. Дж. Седерхольма, детализируя, дополняя и видоизменяя их. Систематика мигматитов по этим признакам очень удобна при полевых исследованиях, однако для целей анализа физико-химических условий образований, как отмечал К. Менерт, она мало подходит, поскольку каждое ее подразделение может объединять жильный материал разного происхождения.

К. Менерт (1971) подразделил мигматиты (в нашем понимании и некоторые мигматитоподобные образования) на 6 групп в зависимости от состава мобилизата (жильного материала) в них:

- 1) гидротермальная (кварцевый, кварц-альбитовый, кварц-альбит-хлоритовый и др.);
- 2) полевошпатовая;
- 3) пегматитовая (кварц-ортоклазовый, кварц-плагиоклазовый, кварц-полевошпатовый);
- 4) гранитная (биотит-кварц-полевошпатовый, кордиерит-кварц-полевошпатовый и др.);

5) диоритовая (например амфибол-кварц-плагноклазовый, амфибол-плагноклазовый и др.);

6) габброидная (например пироксен-плагноклазовый).

Данная систематика более удобна для целей петрологии, однако в ней также мало генетических элементов. Например, гранитный жильный материал (в соответствии с существующими гипотезами) может быть магматическим, метаморфическим, метасоматическим. Парагенетический анализ мигматитов с гранитным жильным материалом всех трех генетических типов без предварительного разделения сильно затруднил бы получение однозначных данных о физико-химических условиях их образования.

Целесообразно в основу систематики мигматитов и мигматитоподобных пород положить следующие главные макроскопически легко распознаваемые и имеющие генетический смысл признаки: гранитный или негранитный состав жильного материала, рассеянное или «концентрированное» его распределение, секущие или конформные взаимоотношения его с субстратом.

Состав жильного материала. По мнению большинства исследователей (Тернер и Ферхуген; 1961; Маракушев, 1968; Маракушев и др., 1971; Добрецов и др., 1972; Перчук, 1973), метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, в породах которых широко распространены мигматиты, чаще всего осуществляется при температурах 600—900, реже 950—1000° и при общем давлении 4—12 кб. Экспериментальные данные (рис. 1) показывают, что в этих условиях при наиболее благоприятном для анатексиса давлении воды, равном общему давлению, должно начинаться плавление альбит-ортоклаз-кварцевых, альбит-кварцевых, ортоклаз-кварцевых, альбит-ортоклазовых и в наиболее высокотемпературных условиях — альбитовых и ортоклазовых (+темноцветные минералы) пород. Однако в метаморфических комплексах почти всегда $P_{H_2O} < P_{общ.}$. В породах без кварца и калиевого полевого шпата плагноклаз обычно имеет основной состав, поэтому плавление пород, содержащих один калиевый минерал, в ус-

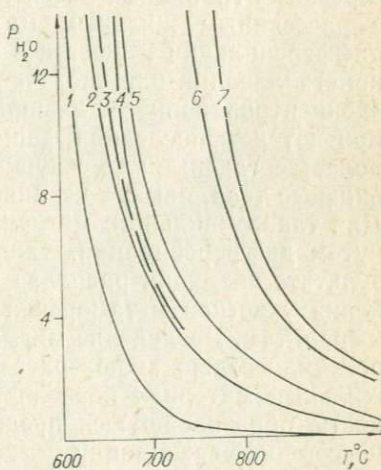


Рис. 1. Кривые начала плавления в присутствии воды в системах.

1 — Ab+Or+Q (Tuttle, Bowen, 1958; Винклер, 1969; Merrill et al., 1970); 2 — Ab+Or (Bowen, Tuttle, 1950; Merrill et al., 1970); 3 — Ab+Q (Luth et al., 1964; Boettcher, Wyllie, 1969); 4 — Or+Q (Lambert et al., 1969); 5 — Ab (Boettcher, Wyllie, 1969); 6 — An+Q (Stewart, 1967); 7 — Or (Yoder et al., 1957; Robertson, Wyllie, 1969).

ловиях метаморфизма вряд ли возможно. Плавление может начинаться, скорее всего, в породах, содержащих три или два вышеназванных силикатных минерала. Таким образом, можно ожидать выплавление кварц-полевошпатового, кварц-плагиоклазового, кварц-ортоклазового, полевошпатового (или гранитного по принятой терминологии жильного материала) и невозможно выплавление кварцевого, плагиоклазового и другого негранитного материала. Разделение мигматитов и мигматитоподобных пород на содержащие гранитный и негранитный жильный материал таким образом дает возможность разделить их на формирующиеся, возможно, с участием расплава и заведомо без участия расплава.

Распределение жильного материала. Полевые наблюдения позволяют выделить два типа распределения жильного материала — рассеянное и «концентрированное». Наиболее распространено сравнительно равномерное в однородных породах рассеянное, иногда как бы пропитывающее распределение жильного материала, в виде мелких замкнутых тел с резкими или более постепенными (рис. 2) переходами к субстрату. Такое распределение, как и замкнутая форма тел, вряд ли может быть результатом инъекции расплава или метасоматических преобразований (последние, по Д. С. Коржинскому (1969), должны формировать зональные колонки замещения обычно с резкими границами между зонами). Очевидно, мигматиты с рассеянным жильным материалом формировались путем дифференциации вещества в процессе метаморфической перекристаллизации или частичного плавления. Реже встречается «концентрированное» распределение жильного материала, при котором последний формирует крупные (0,1—3 м, реже более) согласные или секущие жилы, группы жил или неправильные тела, обычно неравномерно распределенные (рис. 3). Для такого жильного материала маловероятно формирование путем дифференциации. Скорее всего, он образовался в результате инъекции расплава или перекристаллизации и плавления участков метаморфических пород, близких по составу к гранитам. Разделение мигматитов и мигматитоподобных пород на содержащие рассеянный и «концентрированный» жильный материал позволяет выделить среди них разновидность, образовавшуюся предположительно в результате процессов дифференциации.

Взаимоотношение жильного материала с субстратом важно для дальнейшего разделения мигматитов и мигматитоподобных пород с «концентрированным» распределением жильного материала. Полевые наблюдения показывают, что такой материал может быть либо секущим по отношению к вмещающим метаморфическим породам, либо полностью конформным с ними. Более вероятно, что крупные секущие жилы должны быть аллохтонными, скорее всего инъекционными,

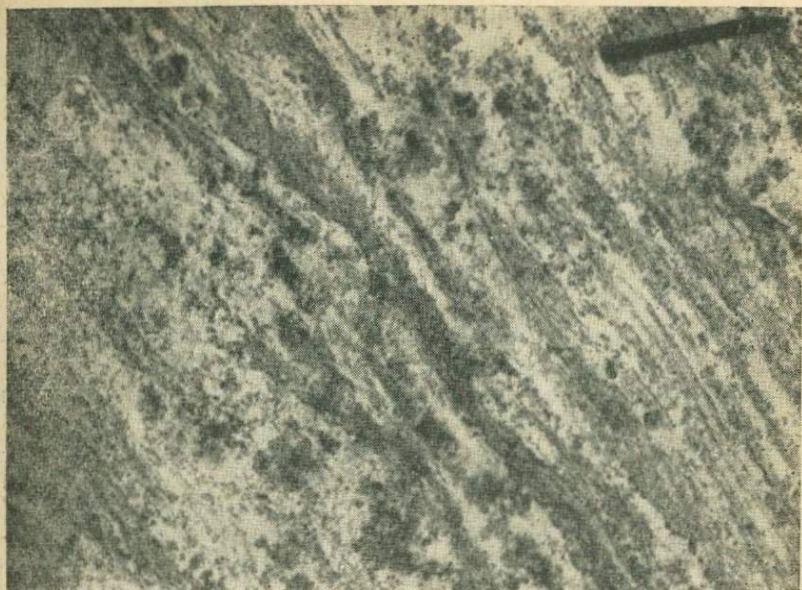


Рис. 2. Биотит-гранат-кордиеритовый мигматит с рассеянным гранитным материалом, в последнем крупные порфиробласты граната. Правый берег р. Алдап в 2 км ниже устья р. Нимгеркан.



Рис. 3. Мигматит с секущими гранитными жилами, субстрат $\text{Hb} + \text{Pm} + \text{Нур} + \text{Pl}$, жилы $\text{Hb} + \text{Pl} + \text{Og} + \text{Q}$. Р. Гонам ниже устья р. Сутам.

тогда как конформные тела могут быть результатом метаморфической перекристаллизации или плавления прослоев, близких по составу к гранитам. Отличительным признаком конформных гранитных тел метаморфического и анатектического происхождения может служить гнейсовидная текстура, характерная для первых, и массивная, более типичная для вторых.

На основании вышеизложенного принимается следующая предварительная систематика мигматитов и мигматитоподобных образований:

- 1) мигматиты с рассеянным гранитным жильным материалом;
- 2) мигматитоподобные образования с рассеянным негранитным жильным материалом;
- 3) мигматиты с крупными конформными гранитными телами;
- 4) мигматитоподобные образования с крупными конформными гранито-гнейсовыми телами;
- 5) мигматиты с секущими гранитными телами.

Перечисленные разновидности мигматитов и мигматитоподобных пород образовались соответственно в результате анатектической дифференциации, метаморфической дифференциации, переплавления наиболее близких по составу к гранитам участков в первично неоднородных породах, метаморфической перекристаллизации таких участков без заметного плавления и в результате инъекции анатектического расплава.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МИГМАТИТОВ И МИГМАТИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Мигматиты с рассеянным гранитным материалом распространены исключительно широко. В гранулитовых и амфиболитовых комплексах почти нет бедных кальцием кварц-полевошпатовых гнейсов, которые не были бы затронуты мигматизацией этого типа. Однако в породах без кварца и ортоклаза одновременно мигматизация данного типа обычно отсутствует даже в наиболее высокотемпературных метаморфических комплексах. Таким образом, мигматиты с рассеянным гранитным жильным материалом характерны лишь для наиболее легкоплавких пород, что хорошо объясняется в случае образования данных мигматитов путем анатексиса. С этим механизмом согласуется и приуроченность их лишь к относительно высокотемпературным метаморфическим комплексам. В зонально-метаморфических комплексах изограда появления мигматитов этого типа (Lundgren, 1966; Д. А. Великославинский и др., 1971) чаще всего совпадает с изоградой устойчивости мусковита с кварцем. Реже мигматизация рассматри-

ваемого типа появляется в более низкотемпературных зонах. Например, О. Г. Шулятин и Ю. И. Захаров (1971) в зонально-метаморфическом комплексе Таймыра отмечают появление первых мигматитов (сходных с рассматриваемыми) внутри зоны $Ms+Sil+Alm\pm Q$. Д. А. Великославинский (1972) отмечает явления ультраметаморфизма еще в кианитовой зоне метаморфических комплексов Северо-Байкальской области. Появление мигматитов рассматриваемого типа в зонально-метаморфических комплексах в первом приближении совпадает с температурой выплавления гранитной «эвтектики» при $P_{H_2O}=P_{общ}$ (Lundgren, 1966; Великославинский, 1972). Эта температура на первых этапах увеличения $P_{H_2O}=P_{общ}$ снижается. Видимо, повышенными значениями $P_{фл}\approx P_{общ}$ объясняются проявления процессов ультраметаморфизма еще в кианитовой зоне Северо-Байкальского нагорья.

Мигматиты с рассеянным гранитным жильным материалом имеют довольно характерный внешний вид. Для них типично равномерное «пропитывающее» распределение жильного материала (см. рис. 2), небольшая (обычно меньше 10 см) мощность его тел, явная общность минерального состава субстрата и жильного материала. Последний образует слоеобразные линзовидные (рис. 4), реже неправильные тела, чаще

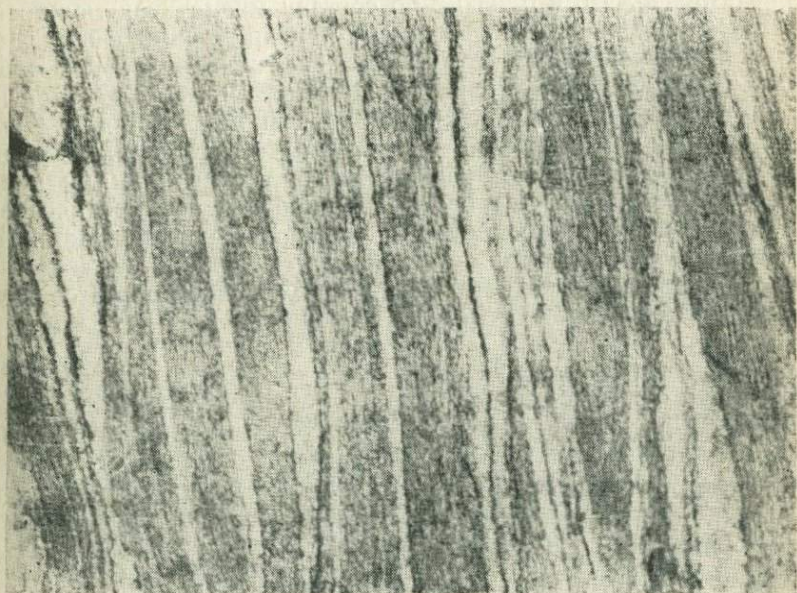


Рис. 4. Бiotит-гранатовый мигматит с рассеянными слоeобразными и линзовидными гранитными обособлениями. Правый берег р. Чуги в 13 км выше устья р. Нелюки.



совершенно согласные с гнейсовидностью и слоистостью, реже секущие. К данным мигматитам относится, видимо, большинство адегнейсов, артеритов, полосчатых и небулитовых мигматитов по морфологической систематике Седерхольма, послонных мигматитов и птгматитов по Н. Г. Судовикову (1955), полосчатых, тонкополосчатых, плоччатых и птгматитовых мигматитов по К. А. Шуркину (1957), значительная часть полосчатых гнейсов, описанных Р. В. Дитрихом (Dietrich, 1960), и жилковатых гнейсов, изученных А. Дж. Уайтом (White, 1966).

По результатам более 700 замеров мощность жил в рассматриваемых мигматитах в 97% не превышает 6 см, а в 90% меньше 4 см. В среднем, чем меньше мощность жил, тем чаще они встречаются. При полевых исследованиях создается впечатление, что в близких по составу мигматитах мощность жил увеличивается с усилением степени метаморфизма. На рис. 5 показаны частоты встречаемости жил различной мощности в гранатсодержащих мигматитах близкого состава из гранулитовой фации (р. Алдан, в 2 км ниже устья р. Нимгеркан) и амфиболитовой фации (р. Чуга, в 13 км выше устья р. Нелюки). В первых наиболее распространены жилы мощностью 1—1,9 см, во вторых — меньше 1 см. С увеличением степени легкоплавкости пород в среднем увеличивается и мощность жильных тел.

Мощность тел субстрата в наиболее кислых по составу мигматитах соизмерима с мощностью жил. Диаграмма, построенная на основании 100 замеров (рис. 6), показывает, что мощность тел субстрата в гранатсодержащих мигматитах рек Алдан и Чуги в 96% не превышала 6 см, а в 88% меньше 4 см. С увеличением степени метаморфизма часто происходит некоторое увеличение мощности межжиль-



ных пространств, с увеличением тугоплавкости пород почти всегда увеличивается и мощность этих пространств.

Характерная особенность мигматитов рассматриваемого типа — относительно равномерное распределение жильного материала (рис. 7). Диаграмма строилась следующим образом. Замерялись и последовательно выписывались мощности тел субстрата и жильного материала. Затем последовательно вычислялись суммы мощностей первого и второго замеров, первого, второго и третьего, первого, второго, третьего и четвертого и так далее. Первая пара замеров и все пары сумм одинакового порядка использовались в качестве координат для нанесения точек и построения линий (I, II), которые показывают соотношения суммарных мощностей субстрата и жильного материала по отношению к начальной точке измерения, принятой за начало координат. При равномерном распределении жильного материала в мигматите соотношение приращений мощностей субстрата и жильного материала будет постоянным и средняя линия соотношений мощностей на диаграмме должна иметь вид луча, проведенного из начала координат. При неравномерном распределении жильного материала соотношение приращений будет непостоянным и линия будет тем больше отклоняться от первоначального направления, чем больше эта неравномерность.

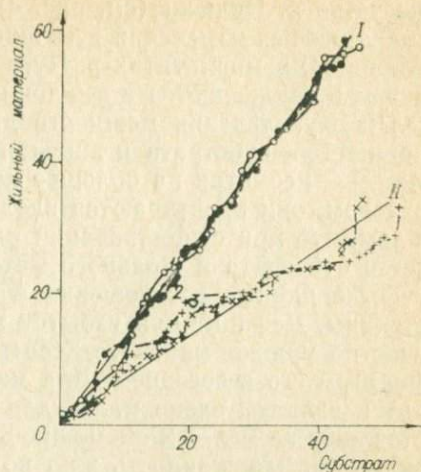


Рис. 7. Соотношение последовательных сумм мощностей (см) тел рассеянного гранитного материала и субстрата. I — р. Алдан; II — р. Чуга.

На рис. 7 отражены результаты 100 замеров пар мощностей субстрата и жильного материала из наиболее характерных мигматитов рассматриваемого типа. Линии I и 2 отражают замеры по двум параллельным линиям, расположенным друг от друга на расстоянии 2 м по простирацию пласта биотит-кордиерит-гранатовых мигматитов (гранулитовая фация) с очень однородным по составу субстратом, обнажающихся по р. Алдан в 2 км ниже устья р. Нимгеркан (см. рис. 2). Линии 3 и 4 отражают замеры по двум параллельным линиям, расположенным на расстоянии 0,5 м по простирацию пласта биотит-гранатовых мигматитов (амфиболитовая фация) с однородным субстратом обнажающихся по р. Чуге в 13 км вы-

ше устья р. Нелюки (см. рис. 4). В мигматитах р. Алдан не видно особых изменений в мощности жильных тел по их простиранью, в мигматитах р. Чуги такие изменения хорошо заметны и заключаются в выклинивании по простиранью одних тел и в увеличении мощности других. Линии соотношения мощностей субстрата и жильного материала в общем однотипны — несмотря на большое количество небольших изгибов в целом, они простираются вдоль лучей. Это свидетельствует о том, что при существовании различий в соотношении количеств субстрата и жильного материала в каждом небольшом участке данные соотношения в более крупных участках постоянны. Дефицит или избыток жильного материала в одном участке уравнивается соответственно избытком или дефицитом его в соседнем. Для мигматитов р. Алдан эти дефицит и избыток очень малы, для жильного материала они составляют не более 2 см мощности. В мигматитах р. Чуги, где видна невыдержанность жил по простиранью, дефицит и избыток мощности последних достигает 6 см.

На равномерность распределения жильного материала в мигматизированных породах близкого состава на Алданском щите обращали внимание М. Д. Крылова и др. (1972, с. 90—91). Некоторые исследователи отмечают, однако, неравномерность гранитизации глубинных метаморфических комплексов, что не противоречит вышесказанному, поскольку эти исследователи имеют в виду мигматиты разного состава и разных генетических типов.

Равномерность распределения жильного материала в мигматитах рассматриваемого типа свидетельствует об их образовании путем дифференциации. Именно при формировании в результате внутренних по отношению к каждой метаморфической породе процессов возникает равномерное распределение жильного материала в мигматитах с близким по химическому составу субстратом.

Контакты между субстратом и жильным материалом как резкие, так и постепенные. Последние широко распространены в мигматитах с относительно кислым и лейкократовым субстратом. В них в переходной зоне мощностью до 2—3 см обычно наблюдается настолько постепенное изменение структуры, текстуры и минерального состава, что между субстратом и жильным материалом трудно провести границу.

Постепенность переходов между субстратом и жильным материалом в рассматриваемых мигматитах может быть связана с неполнотой анатектической дифференциации и вполне естественна при данном механизме формирования. В связи с этим нельзя согласиться с Х. Рамбергом (Ramberg, 1952), считающим постепенные переходы доказательством метасоматического происхождения жильного материала.

Резкие контакты более всего распространены в мигматитах с субстратом, заметно отличающимся по составу от жильного материала. Последний в этих случаях переходит в субстрат на расстоянии примерно в половину среднего размера зерен. При этом зерна субстрата проникают в жильный материал и наоборот, и отсутствуют явления срезания зерен одних частей мигматитов другими.

В мигматитах с рассеянным гранитным жильным материалом на контакте последнего с субстратом иногда наблюдаются меланократовые оторочки, обогащенные биотитом, гранатом, гиперстеном и другими темноцветными минералами. Такие оторочки чаще всего приурочены к более мощным жилам (см. рис. 4), где наиболее отчетливые оторочки сформировались около более крупных (до 6 см мощностью) жил.

Структура субстрата в рассматриваемых мигматитах всегда кристаллобластическая, т. е. характеризуется отсутствием кристаллографических форм у зерен распространенных породообразующих минералов с малой и средней величиной кристаллизационной силы: полевых шпатов, кварца, биотита, амфибола, пироксенов. В жильном материале иногда наблюдается идиоморфизм одних минералов по отношению к другим. Примером может служить жильный материал мигматита р. Алдан. Плагноклаз с крупными антипертитовыми вросками калиевого полевого шпата образует крупные широко таблитчатые зерна с хорошо выраженными боковыми, реже концевыми гранями; в угловатых промежутках между зернами плагноклаза расположены зерна кварца (рис. 8). У зерен биотита боковые грани почти всегда хорошо выражены, но концевые развиты редко, чаще на контакте с кварцем. Случаи идиоморфизма минералов в жильном материале встречаются очень редко. Минералы в нем образуют чаще неправильные или близкие к изометричным зерна без отчетливых кристаллографических граней. Важной особенностью жильного материала является его большая крупнозернистость.

В рассматриваемых мигматитах наблюдаются явления пересечения одних жилков другими. Обычно пересекающиеся жилы очень близки по составу, структуре и текстуре, не имеют друг с другом отчетливых границ и явно сформировались в одну стадию мигматитообразования.

Всего в двух обнажениях наблюдался другой тип пересечений, когда лейкократовые, практически не содержащие темноцветных минералов, послойные жилы пересекались более меланократовыми. В одном обнажении (правый берег р. Учур в 4 км ниже устья руч. Манчарылах) биотит-гиперстен-кварц-плагноклазовые (\pm Hb) гнейсы содержат около 6% согласных, иногда слабо секущих жил кварц-полевой шпатового состава с отчетливым параллелизмом вытянутых зерен кварца и полевых шпатов. Они секутся (рис. 9) жилами



1438

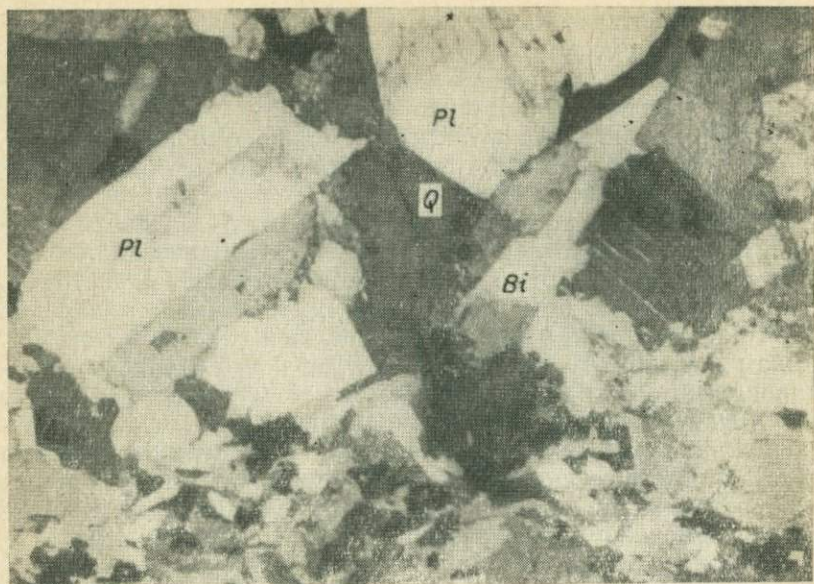


Рис. 8. Биотитовый мигматит с резким контактом между субстратом и рассеянным гранитным жильным материалом гипидиоморфнозернистой структуры. С анализатором, увел. 15, шл. В-76-4, правый берег р. Алдан ниже устья руч. Перекатного.

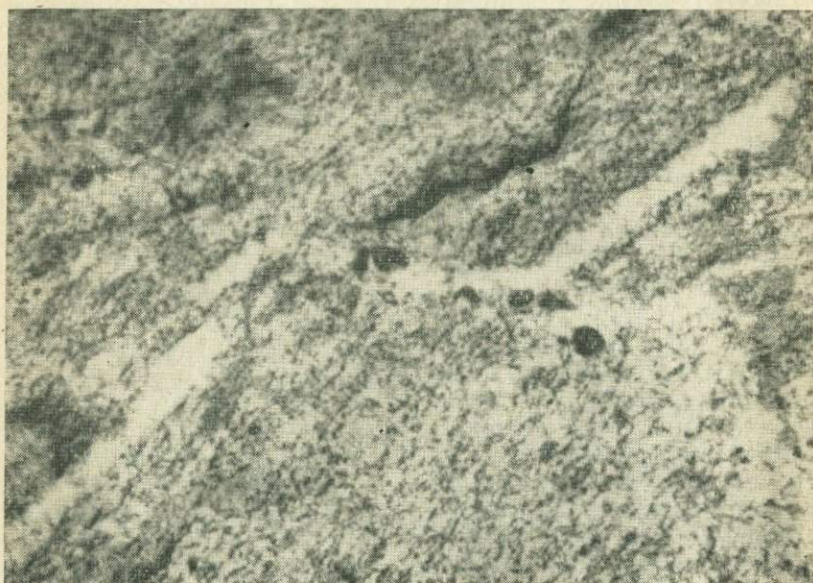


Рис. 9. Пересечение лейкократовой кварц-полевошпатовой жилы гиперстен-кварц-полевошпатовой.

ми более крупнозернистого негнейсовидного гиперстен-кварц-полевошпатового материала, составляющего около 8% объема мигматитов. В другом обнажении (правый берег р. Учур в 0,2 км ниже устья р. Дьорунтай) гранат-гиперстен-кварц-полевошпатовые гнейсы содержат согласные, слабо секущие жилки кварц-полевошпатового материала с отчетливым параллелизмом минералов. Они пересекаются жилами массивного более крупнозернистого материала с крупными (до 1 см) кристаллами гиперстена. Данный тип пересечений интересен тем, что (как будет показано ниже) отражает очень редкий случай сохранения раннего низкотемпературного анатектического материала, соответствующего этапу первого появления расплавов, в условиях наложения более высокотемпературной анатектической мигматизации.

В третьем типе пересечений наиболее широко распространенный жильный материал главной фазы мигматитообразования сечется более поздними, нередко прямолинейными жилами более крупнозернистыми и лейкократовыми по составу с темноцветной составляющей, обогащенной гидроксилсодержащими минералами. Все особенности позднего жильного материала свидетельствуют об его образовании из остаточного анатектического расплава в регрессивную стадию метаморфизма.

Первый, самый распространенный тип пересечений сформировался в кульминационную стадию метаморфизма, второй — в предкульминационную и третий — в посткульминационную. Все они относятся к одному циклу метаморфизма и мигматитообразования. Нами не получено данных о существовании нескольких циклов мигматитообразования в породах, не затронутых процессами интенсивного диафтореза.

Мигматитоподобные образования с рассеянным негранитным жильным материалом сравнительно мало распространены и в высокотемпературных метаморфических комплексах приурочены главным образом к тугоплавким породам, не подвергавшимся процессам анатексиса — к разнообразным основным кристаллическим сланцам, а также гнейсам, не содержащим кварца. Содержание жильного материала в них не велико (обычно 2—3% и не более 10% по объему). Жилы подобного генезиса встречаются и в относительно низкотемпературных метаморфических комплексах. Таковыми, вероятно, являются глаукофановые жилки в лавсонит-глаукофановых сланцах, эпидотовые — в зеленых сланцах (Добрецов и др., 1970).

Мощность жил не велика, обычно 1—5 см, и лишь в редких случаях достигает 8—10 см. Распределение жильного материала сравнительно неравномерное. В породах с хорошо выраженной гнейсовидной текстурой жилки обычно конформны с субстратом, в более массивных породах они часто секу-

щие (рис. 10). Характерна значительная невыдержанность количественно-минералогического состава жил. В одних жилах лейкократовые и меланократовые участки сменяют друг друга по простираанию жил (см. рис. 10), в других темные минералы концентрируются по краям жил или образуют отчетливо выраженное ядро (рис. 11). Жильный материал обычно имеет массивную текстуру и всегда более крупнозернист, чем субстрат. Последний, как и жильный материал, имеет бластические структуры. В жильном материале, реже в субстрате, содержатся крупные порфиробласты темноцветных минералов. Контакты субстрата и жильного материала практически всегда нерезкие.

Мигматиты с крупными конформными гранитными телами довольно распространены, но ввиду присущей им значительной мощности гранитных тел и особенно участков субстрата они легко выделяются только в крупных хорошо отпрепарированных обнажениях и поэтому не всегда доступны исследованию.

Мощность гранитных тел обычно 0,4—1 м и более. Возможно, встречаются и тела меньшей мощности, однако их трудно отличить от рассеянного гранитного жильного материала. В гранитных телах рассматриваемого типа часто сохраняются более мелкозернистые гнейсовидные участки, в этом случае эти тела сами являются мигматитами с большим содержанием рассеянного гранитного жильного материала и близким по составу к гранитам субстратом.

Распределение гранитных тел в данных мигматитах весьма неравномерное. Обычно это одно или несколько пластообразных тел в обнажении, разделенных большими участками мигматитов других типов. Переходы между гранитными телами и вмещающими породами постепенные, осуществляются на расстоянии 1—1,5 см и выражаются в постепенной смене минерального состава, структуры и текстуры. Гранитные тела немного более крупнозернистые, чем метаморфические породы, обладают массивной текстурой.

К рассматриваемым мигматитам принадлежат, видимо, многие полосчатые мигматиты по морфологической систематике Седерхольма, некоторые слоистые мигматиты Н. Г. Судовикова (1955) и слоисто-полосчатые мигматиты К. А. Шуркина (1957), часть полосчатых гнейсов, изученных Р. В. Дитрихом (Dietrich, 1960).

В этих мигматитах при конформных (рис. 12) взаимоотношениях субстрата и гранитных тел последние нередко имеют апофизы во вмещающие породы и этим похожи на мигматиты с секущими гранитными жилами. От последних они отличаются некоторой общностью минерального состава субстрата и жильного материала. Так, в высокоглиноземистых толщах неинъекционные конформные гранитные тела часто

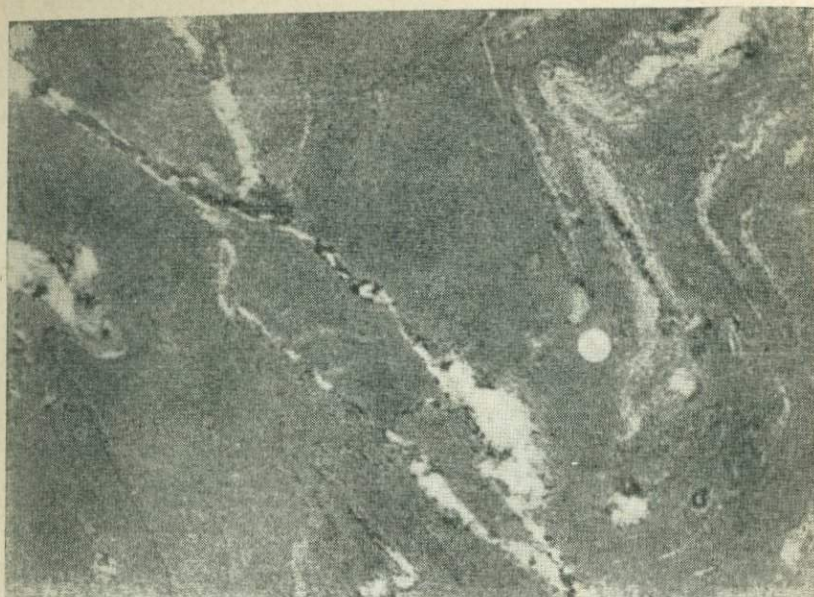


Рис. 10. Секущие гиперстен-плагиоклазовые жилки в биотит-гиперстеновом гнейсе. Левый берег р. Гонам в 28 км ниже устья р. Моныкр.

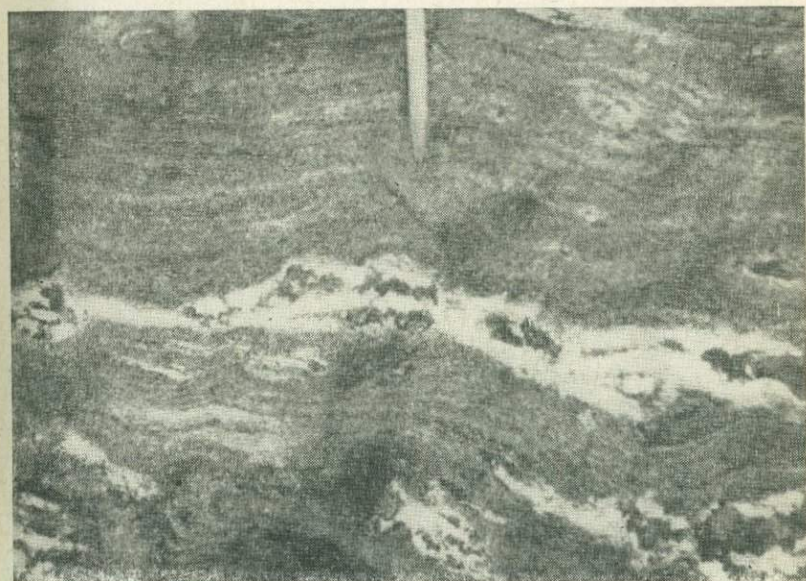


Рис. 11. Диопсид-плагиоклазовые жилки в амфиболите. Правый берег р. Чу-ги в 2,5 км ниже устья руч. Утынах.

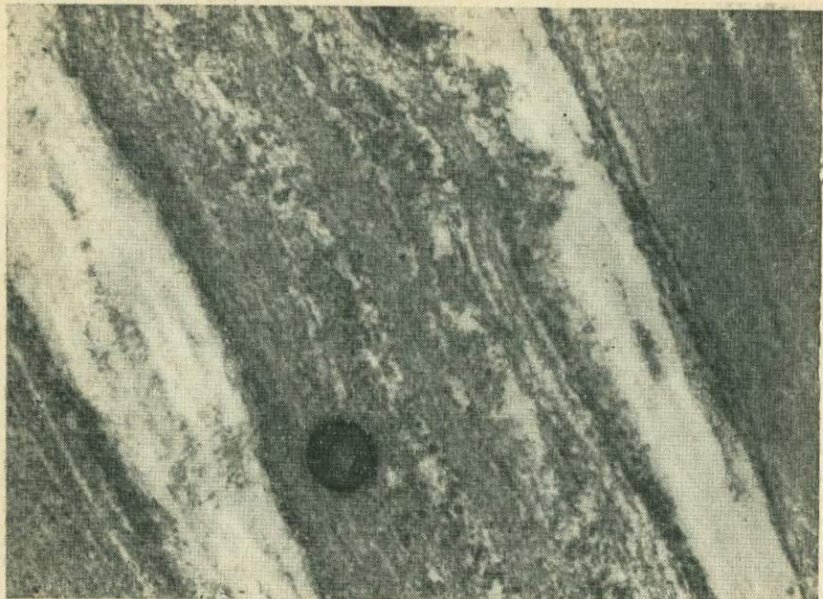


Рис. 12. Мигматит с конформными гранитными телами, субстрат $Hv + Bi + P1 + Q$, гранит $Bi + P1 + Or + Q$. Нижнее течение р. Олёкмы.

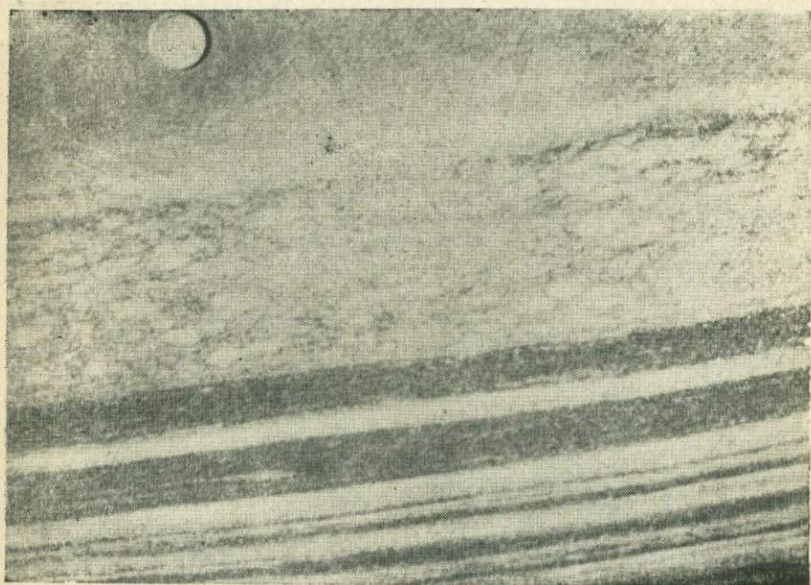


Рис. 13. Биотит-гиперстен-гранатовый псевдомигматит с конформными гранито-гнейсовыми телами. Левый берег р. Сутам в 0,5 км ниже устья р. Ампардак.

содержат гранат и кордиерит, в основных кристаллических сланцах — амфибол и клинопироксен. Другой признак — присутствие гранито-гнейсовых (видимо, непереплавившихся участков), не характерное для типичных мигматитов с секущими жилами.

Мигматитоподобные образования с конформными гранито-гнейсовыми телами (рис. 13) сравнительно мало распространены. Мощность тел субстрата и гранито-гнейсов обычно значительная, для последних она составляет чаще всего 0,3—1,5 м и более. Распределение гранито-гнейсовых тел крайне неравномерное, переходы к субстрату обычно постепенные. Текстура и структура как в субстрате, так и в жильном материале однотипные (соответственно гнейсовидная и бластическая).

Мигматиты с секущими гранитными телами также сравнительно редко встречаются в высокотемпературных метаморфических комплексах. Чаще всего они приурочены к зонам тектонических нарушений и к эндоконтактам аллохтонных гранитных тел. Выделяются две разновидности этих мигматитов. В одной из них жильный материал образует серии пересекающихся тел (см. рис. 3) с апофизами во вмещающие породы, содержит ксенолиты последних. Мощность жил может быть весьма значительной. Эти мигматиты имеют все переходы в крупные аллохтонные гранитные тела. Контакты между жилами и субстратом обычно резкие без отчетливых реакционных явлений, структура жильного материала часто является гипидиоморфнозернистой.

В другой разновидности жильный материал слагает отдельные тела или группы тел небольшой (обычно 0,1—1 м) мощности, более крупнозернист, чем субстрат. На контакте его с химически неравновесным субстратом содержится ряд зон, видимо, реакционного происхождения. Распределение жильных тел в обеих разновидностях неравномерное.

К рассматриваемым мигматитам принадлежат агматиты и диктиониты Дж. Дж. Седерхольма, агматиты, ветвисто-жилковатые, сетчатые, брекчиевидные и псевдобрекчиевидные мигматиты Н. Г. Судовикова (1955) и К. А. Шуркина (1957).

Глава II

СОСТАВ МИГМАТИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ФАКТОРЫ, ЕГО КОНТРОЛИРУЮЩИЕ

Вещественный состав мигматитов важен для выяснения физико-химических условий их образования и генезиса, так как является основой для разнообразных физико-химических расчетов и построений. Присутствие в мигматитах двух составных частей, субстрата и жильного материала, определяет необходимость сопряженного исследования последних. В отношении химических составов субстрата и жильного материала такая работа проделана многими исследователями (Engel, Engel, 1960; Suk, 1964; Brown, 1967; Okrusch, Richter, 1972). Данных же о конкретных соотношениях минеральных парагенезисов и химических составов порообразующих минералов очень мало. Химические анализы минералов из жильного материала и метаморфических пород приведены в книге «Докембрий Восточного Саяна» (1964) и в работах Н. Г. Судовикова и др. (1965), А. Дж. Уйта (White, 1966), Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского (1968), А. Блаттнера (Blattner, 1971) и особенно в книге М. Д. Крыловой и др. (1972). Здесь не удалось воспользоваться этими анализами, поскольку из очень краткой характеристики не всегда ясно, к какой из выделенных нами разновидностей принадлежат мигматиты с химически анализированными минералами. Из работ также трудно установить, насколько удалены друг от друга метаморфические породы и жильный материал, в которых сопоставляются химически анализированные минералы.

Образцы для изучения и сопоставления минеральных парагенезисов, количественно минералогического состава и химического состава минералов отбирались из непосредственно соприкасающихся тел субстрата и жильного материала.

При подготовке монофракций для химических анализов образцы пород дробились, разделялись на магнитном сепараторе и в тяжелых жидкостях, затем мономинеральные фракции отбирались под бинокуляром. Основная масса химических анализов минералов выполнялась в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР, некоторые анализы — в химико-аналитической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР.

Интервалы основности плагиноклаза в субстрате и жильном материале определялись с помощью диаграммы Смита (Дир и др., 1966), по максимальным значениям Ng' и минимальным Np' , замеренным в иммерсионных жидкостях в порошке плагиноклаза.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Минеральные парагенезисы мигматитов с рассеянным гранитным материалом. Главной особенностью соотношения минеральных парагенезисов в данных мигматитах является чаще всего присущая им парагенетическая однородность субстрата и жильного материала (табл. 1). Из 228 изученных случаев в 82 (36%) минеральные парагенезисы их идентичны, в 116 или 51% — парагенетически родственны (когда один минеральный парагенезис составляет часть другого) и только в 30 случаях или в 13% субстрат и жильный материал парагенетически разнородны (каждый минеральный парагенезис содержит по крайней мере один минерал, отсутствующий в другом). Минеральные парагенезисы устанавливались путем наблюдений в шлифах. Ввиду неравномерности распределения минералов как в субстрате, так и в жильном материале минерал, присутствующий в породе, иногда не попадает в шлиф и не фиксируется при определении минеральных парагенезисов. Это, видимо, привело к некоторому преувеличению количества случаев парагенетической разнородности.

Рассматриваемая парагенетическая однородность — парагенетическое выражение отмечавшейся многими исследователями (White, 1966; Lundgren, 1966; Бабошин, 1966; Русин, 1972; и др.) значительной общности минерального состава субстрата и жильного материала в мигматитах.

Парагенетическая однородность субстрата и жильного материала в случае равенства или близости состава слагающих их минералов указывает на приближение субстрата и жильного материала к состоянию физико-химического равновесия. Она должна чаще всего наблюдаться при образовании мигматитов путем процессов дифференциации. Парагенетическая разнородность субстрата и жильного материала в наиболее распространенном случае указывает на их физико-химическую неравновесность. Однако иногда возможно и очень большое приближение к состоянию физико-химического равновесия разнородных парагенезисов. Близкими к такому состоянию могут быть, например, минеральные ассоциации в условиях существования моновариантных и невариантных парагенезисов, а также парагенезисы, непосредственно примыкающие к полю какой-либо дивариантной ассоциации на диаграмме состав — парагенезис. Общая особенность близких к состоянию физико-химического равновесия разнородных ми-

Соотношение минеральных парагенезисов в субстрате и рассеянном гранитном материале мигматитов

Субстрат	Жильный материал	Число случаев
1	2	3
Cor+Gr+Sil+Bi+Pl+Or+Q	Cor+Gr+Pl+Or+Q	3
	Gr+Bi+Pl+Or+Q	3
	Bi+Pl+Or+Q	1
	Cor+Gr+Sil+Bi+Pl+Or+Q	1
	Cor+Bi+Pl+Or+Q	1
	Pl+Or+Q	1
Cor+Gr+Sil+Bi+Pl+Q	Cor+Bi+Pl+Q	1
	Sil+Bi+Pl+Q+Or	1
	Bi+Pl+Or+Q	1
Cor+Gr+Bi+Pl+Or+Q	Cor+Gr+Bi+Pl+Or+Q	6
	Cor+Bi+Pl+Or+Q	4
	Cor+Gr+Pl+Or+Q	1
	Gr+Pl+Or+Q	1
	Cor+Pl+Or+Q	1
	Gr+Cor+Sil+Bi+Or+Q	1
	Cor+Bi+Ms+Pl+Or+Q	1
	Gr+Pl+Or+Q	2
Cor+Gr+Bi+Pl+Q	Cor+Or+Bi+Pl+Q	1
	Bi+Pl+Or+Q	1
	Cor+Bi+Pl+Or+Q	1
Cor+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
	Cor+Hyp+Or+Q	1
	Bi+Or+Q	1
	Cor+Pl+Or+Q	2
Cor+Sil+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Pl+Or+Q	2
	Cor+Pl+Or+Q+Ms	1
Cor+Sil+Sp+Bi+Pl+Q	Cor+Pl+Or+Q	1
Cor+Sil+Bi+Pl+Q	Cor+Sil+Bi+Pl+Or+Q	1
	Cor+Pl+Q	1
	Bi+Pl+Q	1
Cor+Sil+Bi+Cnd+Pl	Bi+Pl+Or	1
Cor+Sil+Pl+Q	Cor+Sil+Bi+Cnd+Pl	1
	Cor+Pl+Q	1

1	2	3
	Pl+Or+Q	1
Cor+Sil+Pl+Or+Q	Cor+Sil+Pl+Or+Q	1
Cor+Bi+Pl+Or+Q	Cor+Bi+Pl+Or+Q	2
	Cor+Gr+Bi+Pl+Or+Q	1
Cor+Bi+Cnd+Sp+Pl+Or+Q	Cor+Bi+Sp+Cnd+Pl+Or+Q	1
Cor+Bi+Pl+Q	Cor+Bi+Pl+Q	1
	Cor+Pl+Or+Q	1
	Gr+Pl+Or+Q	1
Cor+Pl+Or+Q	Pl+Or+Q	1
Cor+Sil+Sp+Pl+Q	Pl+Or+Q	1
Sil+Gr+Bi+Pl+Or+Q	Sil+Bi+Pl+Or+Q	1
	Gr+Bi+Pl+Q	1
Sil+Gr+Bi+Pl+Q	Gr+Pl+Or+Q	2
Sil+Hyp+Gr+Bi+Or+Q	Gr+Sil+Bi+Pl+Or+Q	1
Sil+Bi+Pl+Or+Q	Sil+Bi+Pl+Or+Q	1
	Pl+Or+Q	1
Gr+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Hyp+Bi+Pl+Or+Q	3
	Pl+Or+Q	2
	Gr+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
	Gr+Bi+Pl+Or+Q	1
Gr+Hyp+Bi+Pl+Or	Hyp+Pl+Or+Q	1
Gr+Hyp+Pl+Or+Q	Hyp+Bi+Pl+Or+Q	2
	Pl+Or+Q	3
	Hyp+Pl+Or+Q	1
	Gr+Pl+Or+Q	1
Gr+Hyp+Pl+Q	Pl+Q	1
Gr+Bi+Pl+Or+Q	Gr+Bi+Pl+Or+Q	16
	Gr+Pl+Or+Q	4
	Pl+Or+Q	2
	Gr+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
	Hyp+Pl+Or+Q	1
Gr+Bi+Pl+Q	Gr+Bi+Pl+Q	7
	Gr+Bi+Pl+Or+Q	2
	Gr+Pl+Q	2
	Gr+Pl+Or+Q	1
	Gr+Cor+Pl+Q	1
	Pl+Or+Q	1

1	2	3
Gr+Bi+Gd+Pl+Q	Gr+Bi+Gd+Pl+Q	1
Gr+Pl+Or+Q	Gr+Pl+Or+Q	1
Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Hyp+Bi+Pl+Or+Q	5
	Hyp+Pl+Or+Q	5
	Pl+Or+Q	4
	Bi+Pl+Or+Q	1
	Gr+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
	Gr+Pl+Or+Q	1
Hyp+Bi+Pl+Q	Hyp+Bi+Pl+Q	6
	Hyp+Pl+Or+Q	4
	Hyp+Pl+Q	2
	Gr+Hyp+Bi+Pl+Q	1
	Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
	Pl+Or+Q	1
Hyp+Pl+Or+Q	Hyp+Pl+Or+Q	7
	Pl+Or+Q	6
Hyp+Pl+Q	Hyp+Pl+Q	4
	Hyp+Pl+Or+Q	3
	Hyp+Gr+Pl+Q	1
Hyp+Bi+Pl	Hyp+Bi+Pl+Q	1
Bi+Pl+Or+Q	Bi+Pl+Or+Q	16
	Pl+Or+Q	7
	Gr+Bi+Pl+Or+Q	6
	Bi+Ms+Pl+Or+Q	2
	Cor+Bi+Pl+Gr+Q	1
	Gr+Pl+Or+Q	1
	Bi+Hb+Pl+Or+Q	1
Bi+Pl+Or	Hyp+Pl+Or+Q	1
Bi+Or+Q	Bi+Pl+Or+Q	1
Bi+Pl+Q	Bi+Pl+Q	6
	Pl+Q	2
	Trm+Pl+Or+Q	1
	Gr+Bi+Pl+Q	1
	Pl+Or+Q	1
Bi+Sp+Pl+Or	Bi+Sp+Pl+Or+Q	1
Bi+Sp+Pl	Bi+Hyp+Pl+Or+Q	1
Bi+Ms+Pl+Or+Q	Gr+Ms+Pl+Or+Q	1

1	2	3
Bi+Gd+Pl+Q	Gr+Bi+Gd+Pl+Q	1
Hb+Bi+Pl+Or+Q	Hb+Pl+Or+Q	3
	Hb+Bi+Pl+Or+Q	2
	Bi+Pl+Or+Q	1
Hb+Hyp+Pl+Or+Q	Hyp+Pl+Or+Q	2
	Pl+Or+Q	2
	Hb+Pl+Or+Q	1
Hb+Pl+Or+Q	Hb+Pl+Or+Q	2
	Hb+Bi+Pl+Or+Q	1
	Pm+Pl+Or+Q	1
	Pl+Or+Q	1
Pm+Hb+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Hb+Pl+Or+Q	1
Pm+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
Pm+Hb+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Pl+Or+Q	1
Pm+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Bi+Pl+Or+Q	1
Pm+Hyp+Pl+Or+Q	Hyp+Pl+Or+Q	1
	Pl+Or+Q	1
Pm+Hyp+Hb+Pl+Or+Q	Hb+Hyp+Pl+Or+Q	1
Pm+Pl+Or+Q	Pm+Pl+Or+Q	2
Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl+Q	Pm+Hyp+Bi+Pl+Q	1
	Pm+Hyp+Pl+Or+Q	1
	Hb+Pl+Or+Q	1
Pm+Hb+Bi+Pl+Q	Pm+Pl+Q	1
	Bi+Pl+Or+Q	1
Pm+Hyp+Bi+Pl+Q	Pm+Hyp+Pl+Q	1
Pm+Hyp+Pl+Q	Hyp+Pl+Q	1
Pm+Pl+Q	Pm+Pl+Q	1
Pm+Or+Q	Pm+Or+Q	1
Pm+Sc+Pl+Q	Pm+Sc+Pl+Or+Q	1
Pm+Hyp+Pl+Q	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Hyp+Pl+Q	1
	Pl+Q	1
Hb+Hyp+Bi+Pl+Q	Hyp+Bi+Pl+Q	2
	Hyp+Bi+Pl+Or+Q	2
	Hyp+Pl+Or+Q	1
Hb+Bi+Pl+Q	Hb+Bi+Pl+Q	3
	Hb+Pl+Q	2
	Hb+Pl+Or+Q	1
	Pl+Q	1
Hb+Bi+Pl+Sf+Q	Hb+Bi+Pl+Q+Sf	1

неральных парагенезисов—близость или идентичность состава слагающих их минералов. Ниже будет показано, что в рассматриваемых мигматитах состав одноименных минералов в субстрате и жильном материале очень близок, поэтому иногда наблюдающиеся случаи парагенетической разнородности субстрата и жильного материала не связаны с существенными отклонениями их от состояния физико-химического равновесия друг с другом.

Почти все случаи парагенетической разнородности в мигматитах с рассеянным гранитным жильным материалом заключаются в том, что в жильном материале присутствует калиевый полевой шпат, отсутствующий в субстрате, и отсутствует один из темноцветных минералов субстрата (чаще всего биотит) (см. табл. 1). Отсутствие в отдельных случаях калиевого полевого шпата в субстрате вполне естественно при анатектическом генезисе рассматриваемых мигматитов и объясняется тем, что этот минерал был полностью израсходован в процессе плавления. Ниже будет показано, что частое отсутствие биотита в жильном материале связано с явлениями дегидратации его расплавом в условиях недостатка воды.

Другой важной особенностью минеральных парагенезисов рассматриваемых мигматитов является сохранение в большинстве случаев наиболее легкоплавкой ассоциации $Pl + Or + Q$ в субстрате даже самых высокотемпературных мигматитов. Из 206 изученных мигматитов, содержащих эту ассоциацию в жильном материале, в 169 (82%) она присутствовала и в субстрате (см. табл. 1). По форме зерен и распределению их калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц в субстрате ничем существенно не отличаются от других метаморфических минералов. Это указывает на то, что они не проходили стадию плавления.

В то же время существуют данные о том, что в формировании рассеянного гранитного жильного материала принимал участие анатектический расплав. На это указывает присутствие рассеянного гранитного материала только в бедных кальцием обычно кварцсодержащих гнейсах амфиболитовой и гранулитовой фаций, т. е. в наиболее легкоплавких породах с температурой метаморфизма, достаточно высокой для начала плавления. Далее будет показано, что для рассеянного гранитного материала характерна тенденция приближения по составу к гранитной «эвтектике». А. А. Томиленко и В. П. Чупиным (1972) и И. Т. Бакуменко (1972) в кварце гранитного жильного материала мигматитов р. Алдан, в том числе в наших образцах, описаны раскристаллизованные расплавные включения. Наконец, экспериментальные данные (Steuhl, 1962; Rogers, 1965; Platen, Höller, 1967; Винклер, Платен, 1968; Кпабе, 1970₁; Brown, 1970; и др.) указывают на возможность процессов плавления бедных кальцием кварцсодер-

жащих пород при $P-T$ условиях формирования минеральных парагенезисов амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Признаки физико-химической равновесности субстрата и жильного материала в мигматитах (идентичность и родственность минеральных парагенезисов и близкий состав одноименных минералов), а также равномерное в однородных по составу породах рассеянное распределение жильного материала в виде мелких обычно замкнутых тел говорят о том, что расплав не внедрялся извне, а формировался на месте. Все данные указывают на формирование рассеянного гранитного материала путем частичного плавления метаморфических пород и последующего обособления анатектического расплава. В связи с этим сохранение в субстрате ассоциации $Pl+Or+Q$ свидетельствует о том, что выплавление кварц-полевошпатовой «эвтектики» было неполным и, следовательно, какой-то фактор препятствовал ее полному выплавлению.

Полнота осуществления реакции $Pl_{Na}+Or+Q+H_2O+\Delta V \rightleftharpoons L$ контролируется степенью изобаричности системы, количеством воды и изменениями состава минералов, в основном плагиоклаза, в процессе плавления. Ввиду присутствия легкоподвижного расплава и признаков общей пластичности пород в момент мигматитообразования можно уверенно предполагать, что процесс формирования мигматитов очень близок к изобарическому и, следовательно, недостаток объема при плавлении не мог существенно влиять на полноту выплавления. Это явление не может быть следствием повышения основности плагиоклаза в процессе плавления, поскольку даже в одном обнажении оно наблюдается в мигматитах с разным по составу плагиоклазом, кроме того, основность плагиоклаза в субстрате и жильном материале очень близка и очень кислые плагиоклазы содержатся в субстрате самых высокотемпературных мигматитов. Главной причиной неполного выплавления кварц-полевошпатовой «эвтектики», следовательно, должен быть недостаток воды в момент мигматитообразования. Недостаток воды свидетельствует о ее виртуальном инертном поведении в системе твердые фазы + расплав (ниже этот важный вывод будет подтвержден многими другими данными).

К подобным выводам в настоящее время приходят многие исследователи (Lundgren, 1966; Grant, 1968, 1973; Brown, 1970; Остапенко, Хитаров, 1970; Blattner, 1971; Robertson, Wyllie, 1971; Type, 1972; Файф, 1972; Петров, 1972; и др.). Однако не менее значительная часть петрологов считают воду вполне подвижной или избыточной при всех процессах.

Интересной особенностью соотношения минеральных парагенезисов субстрата и жильного материала является более высокое содержание безводных минералов в темноцветной составляющей жильного материала.

Например, из 191 изученного мигматита с неидентичными минеральными парагенезисами в субстрате и жильном материале (исключая мигматиты с кварц-полевошпатовыми жилами без темноцветных минералов и мигматиты без гидроксилсодержащих минералов в субстрате) в 58 случаях жильный материал содержит только безводные минералы и не содержит гидроксилсодержащие, присутствующие в субстрате, и только в 12 (почти в 5 раз реже) наблюдается обратная картина — жильный материал содержит только гидроксилсодержащие минералы (биотит, роговую обманку). Выделение жильного материала с темноцветной составляющей, представленной биотитом или роговой обманкой, часто секут жилки, содержащие безводные темноцветы, гранат, кордиерит, гиперстен и другие, и являются более поздним сформировавшимся, видимо, из остаточного анатектического расплава.

На присутствие в жильном материале мигматитов граната, кордиерита и других безводных темноцветов указывают многие исследователи (Lundgren, 1966; Саранчина, 1971; Гаврилин и др., 1972; Крылова и др., 1972), однако они не отмечали тенденции обогащения темноцветной составляющей жильного материала безводными темноцветами. Это, очевидно, связано с тем, что мигматиты с рассеянным гранитным материалом обычно не отделяются от мигматитов других типов, для которых эта тенденция не характерна.

Тенденция обогащения темноцветной составляющей рассеянного гранитного материала безводными минералами свидетельствует о том, что анатексис при его формировании — не простое переплавление кварца и полевых шпатов, а сложный процесс, в котором участвуют темноцветные минералы. Причиной участия темноцветов в процессах плавления может быть недостаток воды. Именно при недостатке воды в реакции плавления должны вовлекаться биотит, амфибол, мусковит с образованием водосодержащего расплава и безводных темноцветных минералов.

Сохранение в субстрате ассоциации кварц+полевые шпаты, указывающее на наиболее легкоплавкий состав расплава при значительных отклонениях состава жильного материала от «эвтектики» и его неоднородности, свидетельствует о том, что последний в момент формирования представлял собой не гомогенный расплав, а смесь из расплава и нерасплавившихся минералов. В связи с этим ведущая роль безводных минералов в темноцветной составляющей жильного материала должна быть обусловлена несколько большей степенью дегидратации темноцветных минералов и (или) преимущественной кристаллизацией в расплаве (ввиду отсутствия сопротивления твердых фаз) минералов, выделявшихся в ходе реакций плавления.

Исследуемые мигматиты характеризуются обычно значительным числом минералов как в субстрате, так и в жильном материале. Даже без учета непрозрачных минералов (графит, рудные) и акцессориев в этих мигматитах содержится в среднем 5—6, реже 7 минералов. Многоминеральность в соответствии с правилом фаз для открытых систем указывает на инертность поведения многих химических компонентов при минералообразовании (Коржинский, 1957). В жильном материале чаще, чем в субстрате, встречаются маломинеральные ассоциации. Судя по тому, что они содержатся обычно в самых крупных телах жильного материала, их образование связано с более полным отделением «эвтектического» расплава от твердых фаз.

Минеральные парагенезисы мигматитоподобных образований с рассеянным негранитным жильным материалом. Для этих пород характерна парагенетическая однородность в большинстве случаев. Из 83 изученных в 15 случаях (18%) минеральные парагенезисы в субстрате и жильном материале идентичны, в 54 (65%) родственны и лишь в 14 случаях (17%) — разнородны (табл. 2). Ввиду того, что состав одноименных минералов в субстрате и жильном материале близок, парагенетическая разнородность в данном случае не свидетельствует о существенной внутренней неравновесности.

Для рассматриваемых пород характерно значительное отклонение состава жильного материала от гранитного. Очевидно, что двупироксен-плагноклазовые, пироксен-амфибол-плагноклазовые, гранат-кварцевые, гранат-кордиерит-кварцевые и кварцевые жилки и неправильные обособления в условиях метаморфизма (учитывая частое отсутствие в них гидроксилсодержащих минералов и, следовательно, формирование в обстановке высокой сухости) не могли пройти стадию расплава. Это, а также признаки внутренней равновесности говорят о формировании данных мигматитоподобных образований путем метаморфической дифференциации.

Интересная особенность исследуемых пород — обогащение темноцветной составляющей жильного материала безводными минералами, в основном клинопироксеном и гиперстеном. Так, из 44 изученных мигматитоподобных образований с субстратом, содержащим как водные, так и безводные минералы, в 15 случаях темноцветная составляющая жильного материала представлена только безводными минералами и лишь в трех — гидроксилсодержащими.

Наиболее вероятен следующий механизм обогащения темноцветной составляющей жильного материала безводными минералами. Прогрессивный метаморфизм вызывал метаморфические реакции с изменением объема пород, вследствие чего происходила их неравномерная деформация с образованием зон некоторого растяжения. Одновременно эти реакции при-

Соотношения минеральных парагенезисов в субстрате и рассеянном негра-
нитном жильном материале мигматитоподобных пород

Субстрат	Жильный материал	Число случаев	
1	2	3	
Pm+Hyp+Hb+Pl	Pm+Hyp+Pl	4	
	Pm+Hyp+Hb+Pl	5	
	Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl	3	
	Pm+Hyp+Bi+Pl	2	
	Hyp+Hb+Bi+Pl	2	
	Pm+Pl+Sc	1	
	Hb+Hyp+Pl	1	
	Hyp+Pl	1	
	Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl	Pm+Hyp+Bi+Pl	5
		Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl	2
Pm+Hyp+Pl		1	
Pm+Hb+Pl		1	
Pm+Hyp+Bi+Pl	Pm+Hyp+Bi+Pl	2	
Pm+Hb+Bi+Pl+Q	Pm+Pl+Q	1	
Hb+Hyp+Pl	Pm+Hb+Hyp+Pl	1	
Pm+Hb+Pl+Q	Q	1	
Pm+Hyp+Pl	Pm+Hyp+Pl	1	
Hb+Hyp+Bi+Pl	Hyp+Pl	1	
Pm+Hb+Bi+Pl	Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl	1	
	Pm+Pl	1	
Pm+Hyp+Pl+Q	Pm+Bi+Hyp+Pl+Q	1	
Pm+Bi+Pl	Hb+Pl+Q	1	
Pm+Bi+Hyp+Q+Pl	Pm+Bi+Hyp+Gr+Q+Pl	1	
Pm+Pl+Q	Pm+Pl+Q	1	
Pm+Hb+Pl	Pm+Hb+Hyp+Pl	1	
	Pm+Pl	1	
Hb+Pl	Pm+Hyp+Pl	1	
	Pm+Pl	1	
Hb+Bi+Pl	Hb+Pl	2	
	Pm+Hyp+Hb+Pl	1	
	Hb+Bi+Pl	1	
	Pm+Hb+Pl	1	
	Pm+Pl+Si	1	

1	2	3
	Pm+Pl	1
Pm+Hyp+Bi+Gr+Pl	Pl	1
Pm+Hyp+Gr+Q	Gr+Q	1
Pm+Hyp+Hb+Bi+Gr+Pl	Pm+Hyp+Gr+Bi+Pl	1
Bi+Hyp+Pl+Q	Hyp+Q	2
	Bi+Pl+Or	1
	Gr+Bi+Pl+Q	1
Hyp+Pl+Q	Hyp+Pl+Q	1
Bi+Gr+Sil+Pl+Or+Q	Gr+Q+Or	1
Bi+Cor+Gr+Pl+Q	Cor+Gr+Q	1
Bi+Gr+Cor+Pl+Or+Q	Bi+Gr+Cor+Q+Or	1
Bi+Gr+Pl+Or+Q	Bi+Gr+Q	1
Bi+Gr+Cor+Q	Bi+Gr+Cor+Q	1
Bi+Gr+Cor+Sil+Pl+Q	Bi+Pl+Q	1
Bi+Pl+Q	Pl+Q	1
Bi+Cor+Pl+Q	Cor+Pl+Q	1
Bi+Pl+Q	Q	1
Bi+Ms+Pl+Q+Or	Q	3

водили к разложению гидроксилсодержащих минералов и накоплению безводных. Зародыши последних должны были преимущественно возникать в зонах растяжений вследствие несколько пониженных давлений в них. Разрастание этих зародышей и кристаллизация минералов, сложенных наиболее подвижными компонентами, должны были приводить к образованию жил и обособлений парагенетически родственных субстрату, но с темноцветной составляющей, обогащенной безводными минералами.

Если в породах присутствовал в небольших количествах флюид, то рассматриваемая тенденция может быть связана и с несколько пониженным его давлением, а следовательно, и давлением воды, возникающим в зоне растяжения вследствие недостатка флюида и воды. Это также будет способствовать кристаллизации в жилах безводных минералов. После выравнивания давления флюида в жилах могут начаться реакции гидратации либо с замещением безводных минералов, либо с разрастанием зерен роговой обманки и биотита в экзоконтактах жил. Замещение пироксенов жильного материала амфиболами и биотитом, а также разрастание последних в экзоконтактах жил действительно широко распростра-

нены в мигматитоподобных образованиях с рассеянным негранитным жильным материалом.

Субстрат и жильный материал чаще всего являются многоминеральными, что свидетельствует об инертном поведении многих компонентов при их формировании.

Минеральные парагенезисы мигматитов с крупными конформными телами гранитов. Каждое тело гранитов в этих мигматитах может граничить с разными метаморфическими породами, поэтому в основу рассмотрения соотношения минеральных парагенезисов в субстрате и жильном материале положены минеральные парагенезисы жильного материала, а не субстрата, как в предыдущих типах мигматитов (табл. 3).

Наиболее важной особенностью соотношения минеральных парагенезисов в рассматриваемых мигматитах является парагенетическая разнородность субстрата и жильного материала, в большинстве случаев свидетельствующая о внутренней неравновесности этих мигматитов. Из 106 изученных мигматитов в 71 случае субстрат и жильный материал содержат разнородные парагенезисы, в 29 — родственные и в 6 — идентичные (см. табл. 3). Ниже будет показано, что одноименные минералы в субстрате и жильном материале различаются по составу. Поэтому случаи родственности и идентичности минеральных парагенезисов в исследуемых мигматитах чаще всего не связаны с их внутренней равновесностью, как в предыдущих типах, хотя явление «случайной» равновесности субстрата и жильного материала возможно и в данных мигматитах.

Для мигматитов с крупными конформными телами гранитов менее характерна тенденция обогащения безводными минералами темноцветной составляющей гранитного материала. Так, из 101 изученного мигматита с гранитным материалом, содержащим темноцветные минералы, в 26 случаях последние являются безводными (в основном пироксены и гранат) и в 21 — гидроксилсодержащими (биотит, роговая обманка). Отсутствие обогащения темноцветной составляющей жильного материала безводными минералами, видимо, объясняется тем, что при наиболее вероятном формировании рассматриваемых мигматитов путем переплавления наиболее кислых прослоев вода заимствовалась не столько из нерасплавившихся темноцветных минералов гранитов (содержание их в гранитах очень невелико), сколько из тугоплавких вмещающих метаморфических пород, где осуществлялись реакции дегидратации. Значительная часть темноцветных минералов, ввиду обычно небольшого содержания их в гранитном материале, очевидно, кристаллизовалась из расплава в процессе его охлаждения при повышенном давлении воды, вследствие чего формировались преимущественно водосодержащие минералы.

В рассматриваемых мигматитах, как в субстрате, так и

Таблица 3

Соотношения минеральных парагенезисов в конформных телах гранитов,
и субстрате мигматитов

Жильный материал	Субстрат	Число случаев
1	2	3
Hyp+Pl+Or+Q	Bi+Hyp+Pl+Or+Q	6
	Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl	4
	Pm+Hyp+Hb+Pl	4
	Pm+Hyp+Pl+Q	3
	Hyp+Pl+Q	2
	Hyp+Hb+Pl	1
	Hyp+Gr+Pl+Q	1
	Hyp+Bi+Hb+Pl+Or+Q	1
	Hyp+Bi+Gr+Pl+Q	1
	Hyp+Bi+Hb+Pl+Q	1
	Hyp+Cor+Bi+Pl	1
Hyp+Pl+Q	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Pm+Hyp+Pl	1
	Hyp+Hb+Pl+Or	1
Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hyp+Hb+Pl	3
	Pm+Hyp+Hb	1
	Hb+Hyp+Bi+Pl+Q	1
	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Pm+Hyp+Bi+Pl	1
	Pm+Hyp+Pl	1
	Hb+Pl	1
Hyp+Pm+Hb+Pl+Or+Q	Hb+Pl	1
	Hyp+Gr+Pl+Or+Q	1
	Pm+Hyp+Pl	1
Hyp+Gr+Pl+Or+Q	Pm+Hyp+Bi+Pl	1
	Hyp+Bi+Pl+Q	1
	Hb+Pl	1
Pm+Pl+Or+Q	Hb+Pl	2
	Pm+Hb+Pl	1
Pm+Hb+Pl+Or+Q	Hb+Bi+Pl	2
	Hb+Pl+Or+Q	2
Hb+Pl+Or+Q	Pm+Hyp+Hb+Pl	1
	Pm+Hyp+Pl	1
Hb+Bi+Pl+Or+Q	Hb+Bi+Pl+Or+Q	1
	Hb+Bi+Pl+Q	7
	Pm+Hyp+Hb+Pl	2

1	2	3
	Pm+Hb+Pl+Q	1
	Pm+Hb+Bi+Pl+Q	1
	Hb+Bi+Pl+Or+Q	1
	Pm+Hb+Pl	1
	Hb+Bi+Pl	1
Bi+Pl+Or+Q	Hb+Bi+Pl+Q	7
	Hb+Bi+Pl	3
	Bi+Pl+Q	3
	Hb+Pl	2
	Bi+Pl+Or+Q	1
	Bi+Hyp+Pl+Q	1
	Hb+Pl+Q	1
	Pm+Bi+Pl+Q	1
	Pm+Hb+Pl	1
	Hb+Bi+Q	1
	Pm+Hyp+Hb+Pl	1
	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Pm+Hb+Bi+Pl+Q	1
	Pm+Hb+Pl+Q	1
	Gr+Hb+Pl	1
	Gr+Hb+Bi+Pl	1
	Gr+Hb+Bi+Pl+Q	1
	Gr+Bi+Pl+Q	1
Bi+Pl+Q	Bi+Sil+Pl+Or+Q	1
	Bi+Pl+Q	1
Bi+Gr+Pl+Or+Q	Bi+Pl+Or+Q	1
	Gr+Bi+Pl+Or+Q	1
	Gr+Bi+Sil+Pl+Or+Q	1
	Gr+Sil+Q	1
	Bi+Sil+Pl+Q	1
	Bi+Pl+Q	1
Pl+Or+Q	Hb+Pl	2
	Hb+Bi+Pl+Q	1
	Hyp+Hb+Pl+Q	1
	Hb+Bi+Pl	1

Минеральные парагенезисы мигматитов с конформными гранитными телами в изредка встречающихся случаях зональности

Метаморфические породы	Зоны в порядке приближения к гранитам	Граниты
$Pm + Hup + Hb + Pl$	$Pm + Hup + Pl$	$Hup + Pl + Or + Q$
$Pm + Hup + Hb + Pl$	$Pm + Hup + Pl; Pm + Hup + Hb + Bi + Pl$	$Bi + Hup + Pl + Or + Q$
$Pm + Hup + Hb + Pl$	$Pm + Hup + Hb + Bi + Pl$	$Hup + Pl + Or + Q$
$Pm + Hup + Pl + Q$	$Pm + Hup + Bi + Pl + Q$	$Hup + Pl + Or + Q$
$Hb + Bi + Gr + Pl$	$Hb + Bi + Pl$	$Bi + Pl + Or + Q$
$Bi + Hup + Pl + Q$	$Hup + Pl + Q$	$Hup + Pl + Or + Q$

в жильном материале, встречаются явления неоднородности состава, наиболее отчетливо проявляющиеся вкосте простира-ния. На контакте последних иногда можно выделить несколько зон с разными минеральными парагенезисами. Часто эти зоны по структуре существенно не отличаются от субстрата, но имеют переходные между гранитами и субстратом состав и парагенезисы. Например, на правом берегу р. Алдан в 2 км ниже устья р. Нимгеркан между совершенно согласным пластобразным телом чарнокитов и подстилающими биотит-гиперстеновыми гнейсами присутствует зонка (мощность около 5 см) гиперстеновых гнейсов. При движении от чарнокита к гнейсу наблюдается следующая смена парагенезисов: $Hup + Pl + Or + Q$, $Hup + Pl + Q$, $Bi + Hup + Pl + Q$. Здесь парагенезис промежуточной зоны $Hup + Pl + Q$ по минеральному составу является переходным между субстратом и гранитным материалом. Зональность обычно встречается на контакте гранитов с основным субстратом (табл. 4). В последнем на контакте с гранитами (и чарнокитами) иногда исчезают гидроксилсодержащие минералы, что свидетельствует о дегидратации расплавом вмещающих пород.

Минеральные парагенезисы мигматитоподобных образований с конформными телами гранито-гнейсов. Для большинства этих пород также характерна парагенетическая разнородность жильного материала и субстрата (табл. 5). Из 84 изученных мигматитоподобных образований в 58 минеральные парагенезисы субстрата и гранито-гнейсового материала содержали разнородные минеральные парагенезисы, в 24 — родственные и в 2 — идентичные. Одноименные минералы в субстрате и гранито-гнейсовом материале заметно различаются по составу, поэтому парагенетическая разнородность в данном

Соотношения минеральных парагенезисов в конформных телах гранито-гнейсов и субстрате мигматитоподобных пород

Гранито-гнейсы	Субстрат	Число случаев
1	2	3
Нуп+Pl+Or+Q	Pm+Нуп+Bi+Pl	2
	Pm+Нуп+Hb+Bi+Pl	1
	Bi+Нуп+Pl+Q	1
	Hb+Нуп+Pl	1
	Pm+Нуп+Hb+Pl	1
	Нуп+Gr+Pl+Q	1
Нуп+Pl+Q	Pm+Нуп+Pl+Q	2
	Hb+Нуп+Pl	1
Gr+Нуп+Pl+Or+Q	Pm+Нуп+Pl	1
	Pm+Нуп+Hb+Pl	1
	Нуп+Pl+Q	1
Нуп+Bi+Pl+Q+Or	Нуп+Pl+Q	2
	Bi+Нуп+Pl+Q	2
	Pm+Нуп+Bi+Hb+Pl	1
	Hb+Bi+Нуп+Pl+Q	1
	Hb+Нуп+Pl	1
	Gr+Bi+Pl+Q	1
	Bi+Нуп+Gr+Pl+Or+Q	1
	Нуп+Bi+Gr+Pl	1
Нуп+Bi+Pl+Q	Pm+Нуп+Hb+Pl	2
Нуп+Bi+Cor+Pl+Or+Q	Pm+Нуп+Pl+Q	1
Gr+Bi+Нуп+Pl+Or+Q	Нуп+Pl+Q	1
Нуп+Hb+Pl+Or+Q	Bi+Нуп+Pl+Q	2
	Pm+Нуп+Pl+Or+Q	1
Pm+Hb+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Bi+Pl+Q	1
	Pm+Hb+Pl	1
Hb+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Pl	2
	Hb+Bi+Pl+Q	2
	Pm+Hb+Нуп+Pl	1
	Bi+Pl+Or+Q	1
Hb+Bi+Pl+Q	Hb+Bi+Pl+Q	1
Hb+Pl+Or+Q	Hb+Pl	1
	Hb+Pl+Q	1

1	2	3
	Pm+Hb+Bi+Pl+Or+Q+Sc	1
	Hb+Bi+Pl+Q	1
Bi+Pl+Or+Q	Hb+Bi+Pl+Q	8
	Hb+Bi+Pl+Or+Q	5
	Bi+Pl+Q	6
	Pm+Hb+Pl	2
	Hb+Bi+Pl	2
	Hyp+Pl+Q	2
	Hb+Pl	2
	Bi+Sil+Pl+Or+Q	1
	Hb+Bi+Q	1
	Pm+Hb+Hyp+Pl	2
	Pm+Bi+Hyp+Pl	1
	Pm+Hb+Bi+Pl+Q	1
	Bi+Pl+Or+Q	1
	Bi+Hb+Hyp+Pl+Q	1
	Bi+Cor+Pl+Q	1
	Bi+Gr+Gd+Pl+Q	1
Gr+Pl+Or+Q	Gr+Hyp+Bi+Pl+Or+Q	1
	Bi+Hyp+Pl+Q	1
	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Bi+Cor+Gr+Pl+Q	1
	Bi+Cor+Sil+Pl+Q	1
	Bi+Cor+Pl+Q	1
	Bi+Pl+Or+Q	1
Gr+Bi+Pl+Or+Q	Bi+Sil+Pl+Or+Q	2
	Hb+Pl	2
Cōr+Bi+Pl+Or+Q	Bi+Pl+Q	1
Bi+Sil+Pl+Or+Q	Gr+Sil+Q	1

случае связана с существенной внутренней неравновесностью.

Как и в других типах мигматитов и мигматитоподобных пород, субстрат и гранито-гнейсовый материал рассматриваемых мигматитоподобных образований являются многоминеральными (обычно 4—6 минералов). В них отсутствует тенденция обогащения безводными минералами темноцветной составляющей жильного материала. Например, из 84 псевдо-мигматитов в 13 случаях темноцветы гранито-гнейсов состоя-

Соотношения минеральных парагенезисов в субстрате и секущем гранитном материале мигматитов

Субстрат	Жильный материал	Число случаев
1	2	3
Pm+Hb+Hyp+Pl	Pm+Bi+Hyp+Pl+Q	2
	Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl+Or+Q	1
	Hb+Hyp+Pl+Or+Q	1
	Hb+Bi+Pl+Or+Q	1
	Bi+Hyp+Pl+Q	1
	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Hyp+Pl	1
	Pl+Q	1
	Pl	1
Pm+Hb+Hyp+Bi+Pl	Pm+Hyp+Pl+Or+Q	2
	Hb+Pl+Q	1
	Pl+Q	1
Pm+Hyp+Bi+Pl	Pm+Bi+Pl+Or	1
Pm+Hyp+Pl	Hyp+Pl+Q	3
	Pm+Hyp+Pl+Q	1
Pm+Hyp+Pl+Q	Hyp+Pl+Q	1
	Gr+Pl+Q	1
Pm+Hb+Pl	Hb+Pl+Or+Q	1
Pm+Hb+Hyp+Pl+Q	Pl+Q	1
Pm+Hb+Bi+Pl	Hb+Pl+Or+Q	1
Pm+Bi+Pl	Pm+Pl+Or	1
Hb+Pl	Pm+Hb+Pl+Or+Q	2
	Pm+Pl+Or+Q	1
Hb+Pl+Q	Hyp+Pl+Q	1
Hb+Hyp+Pl	Hb+Pl+Or+Q	1
	Hyp+Pl+Or+Q	1
	Hyp+Pl+Q	1
Hb+Bi+Pl+Or+Q	Hb+Pl+Or+Q	1
Hb+Bi+Pl	Pm+Pl+Or+Q	2
	Pm+Hb+Pl+Or+Q	1
	Pm+Hyp+Pl+Or+Q	1
	Bi+Pl+Q	1
Hb+Bi+Pl+Q	Pm+Hb+Pl+Or+Q	1

1	2	3
Gr+Pm+Hyp+Pl+Q	Pl+Q	1
Gr+Hb+Bi+Pl	Bi+Pl+Or+Q	1
Bi+Cor+Pl+Q	Gr+Pl+Q+Or	1

ли только из безводных минералов, а в 16 — из гидроксилсодержащих. Обращает внимание ассоциация чарнокито-гнейсов без биотита и роговой обманки с метаморфическими породами, в которых широко распространены парагенезисы, содержащие безводные минералы — гиперстен клинопироксен, гранат (см. табл. 5). Гранито-гнейсы с амфиболом и биотитом, но без гиперстена ассоциируются с метаморфическими породами, бедными последним, но богатыми гидроксилсодержащими минералами. Это свидетельствует об изофациальности гранито-гнейсов и метаморфических пород в рассматриваемых образованиях.

Мигматиты с секущими гранитными телами разделены на два типа. В одном из них по объему преобладает субстрат, гранитный материал образует хорошо выраженные жилы; в другом преобладает гранитный материал, а субстрат представлен разобщенными ксенолитоподобными телами.

Из 42 мигматитов в 33 субстрат и жильный материал парагенетически разнородны, в 9 — парагенетически родственны (табл. 6). Из 55 изученных ксенолитов в гранитах в 43 их парагенезисы разнородны с гранитами, в 12 — родственны (табл. 7). Таким образом, для рассматриваемых мигматитов характерна парагенетическая разнородность субстрата и жильного материала, что свидетельствует об их внутренней неравновесности. Последняя хорошо согласуется с предполагаемым инъекционным происхождением этих мигматитов.

В мигматитах с секущими телами гранитов, как и в мигматитах предыдущего типа, не устанавливается тенденция обогащения темноцветной составляющей жильного материала безводными минералами.

Некоторые жилы в исследуемых мигматитах имеют зональное строение. Зональность проявляется главным образом на контакте с основными кристаллическими сланцами, т. е. с породами, наиболее химически неравновесными с гранитами. Это свидетельствует о реакционном происхождении данной зональности. Хорошо развитые зоны наблюдаются обычно лишь в жилах с крупно- и гигантозернистым материалом, что указывает на прямую связь между степенью развития зон и содержанием летучих компонентов в жильном материале. Высокое содержание летучих, вероятно, благоприятствовало

Соотношения минеральных парагенезисов в гранитах и ксенолитах метаморфических пород

Граниты	Ксенолиты	Число случаев
Hb+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Hyp+Pl	1
	Pm+Hyp+Pl+Q	1
	Hyp+Bi+Pl+Q	1
Hyp+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Hyp+Pl	5
	Pm+Hb+Hyp+Bi+Pl	2
Hyp+Bi+Pl+Q	Pm+Hb+Hyp+Bi+Pl	1
Pm+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Hyp+Bi+Pl	1
	Hb+Pl	1
Pm+Hb+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Pl	2
Hb+Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Pl+Q	1
	Hb+Bi+Pl+Q	1
	Hb+Bi+Pl	2
Bi+Pl+Or+Q	Pm+Hb+Hyp+Bi+Pl	1
	Pm+Hb+Pl	4
	Pm+Hb+Pl+Q	3
	Hb+Pl	2
	Hb+Pl+Q	2
	Hb+Bi+Pl	5
	Hb+Bi+Pl+Q	9
	Bi+Pl+Q	3
	Bi+Pl	1
	Hb+Bi+Pl+Or+Q	3
	Pm+Hyp+Bi+Pl	1
	Pm+Hb+Bi+Pl+Or+Q	1
	Pm+Hb+Bi+Pl+Q	1

интенсивному протеканию реакции кислого расплава с вмещающими основными породами.

В более полном виде зональность выглядит обычно следующим образом: кварц-полевошпатовый пегматит или гранит (\pm Bi, Hb) — кварц-плагиоклазовая порода (\pm Pm, Hyp, Or) — диопсид-гиперстен-плагиоклазовая порода (\pm Bi, Hb, Q) — неизменный основной кристаллический сланец (рис. 14). Первые две зоны по общему составу близки к жильному материалу, вторые две — к субстрату. Мощность реакционных зон 3—5 см. В случае тонких (до 10 см) прожилков



Рис. 14. Диопсид-плагиоклазовая меланократовая оторочка на контакте плагиоклазовой жилки с амфибол-диопсид-плагиоклазовым основным кристаллическим сланцем. Без анализатора, увел. 9, шл. В-74-3. Правый берег р. Алдан в 2 км ниже устья р. Нимгеркан.

неизменные граниты и пегматиты полностью отсутствуют и центральные части жил сложены плагиоклаз-кварцевой, плагиоклазовой породой. Пироксенсодержащая оторочка обычно является более меланократовой, чем вмещающие метаморфические породы (см. рис. 14). В последней главе будет показано, что минеральным парагенезисам гранитов часто соответствует более высокий химический потенциал магния (и иногда железа), чем основным породам, поэтому образование меланократовой оторочки в основных породах в случае их реакции с кислым расплавом естественно.

В 7 из 8 изученных мигматитов (табл. 8) в темноцветной составляющей экзоконтактной оторочки большую роль, чем в неизменных метаморфических породах, играют безводные минералы — моноклинный пиркосен, гиперстен. Это свидетельствует о том, что при реакции кислого расплава с вмещающими основными породами происходит дегидратация минералов последних. Обогащаясь водой, кислый расплав способен растворить часть плагиоклаза, что способствует формированию меланократовой оторочки в экзоконтактах жил и вместе с процессами встречной диффузии натрия и кальция приводит к образованию кварц-плагиоклазовой оторочки в эндоконтакте.

Минеральные парагенезисы мигматитов с явлениями зональности на контакте субстрата и секущего жильного материала

Субстрат	Зоны в порядке приближения к жильному материалу	Жильный материал
Pm+Hyp+Hb+ +Pl	Pm+Pl	Hb+Pl+Or+Q
Pm+Hyp+Hb+ +Pl	Pm+Hyp+Pl	Hyp+Pl+Or+Q
Pm+Hyp+Hb+ +Pl	Pm+Hyp+Pl, Pm+Hyp+Pl+Q	Hyp+Pl+Or+Q
Hb+Bi+Hyp+ +Pl	Pm+Hyp+Pl	Pl+Q
Hb+Hyp+Pl	Pm+Hyp+O, Pm+Hyp+Hb+ +Pl+Or+Q	Hyp+Pl+Or+Q
Hb+Pl	Pm+Hb+Pl, Pm+Or	Mt+Sf+Or+Q
Hb+Pl+Q	Pm+Hb+Pl+O, Pm+Or	Mt+Sf+Or+Q
Pm+Hb+Gr+ +Pl+Q	Hb+Pl, Bi+Pl+Q	Bi+Pl+Or+Q

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИГМАТИТОВ

Количественно-минералогический состав имеет существенное значение для определения степени эвтектичности и котектичности жильного материала, что необходимо для решения вопроса о его магматическом или немагматическом происхождении.

Иногда наблюдающееся значительное (до 20 и 30% по объему) содержание темноцветных минералов в рассеянном гранитном материале свидетельствует о том, что в момент формирования последний представлял собой не гомогенный расплав, а смесь из расплава и зерен нерасплавившихся минералов. Такой жильный материал, даже в случае образования его путем выплавления гранитной «эвтектики», в целом может отклоняться от нее по составу. Критерием магматического генезиса жильного материала, таким образом, должно быть не столько совпадение его состава с эвтектическим, сколько смещение по сравнению с субстратом в сторону приближения к кварц-полевошпатовой «эвтектике».

Еще Д. С. Коржинским (1960₂) показано, что состав гранитной эвтектики зависит от условий щелочности—кислотности. О. Ф. Таттл и Н. Л. Боуэн (Tuttle, Bowen, 1958) пришли к заключению, что в условиях высоких значений $P_{H_2O} = P_{Tb}$ альбит-кварц-ортоклазовая эвтектика обогащается альбитом. Г. Платен (1967) экспериментально показал, что увеличение основности плагиоклаза приводит к резкому обогащению «эв-

тектики» калиевым полевым шпатом, т. е. состав кварц-полевошпатовой «эвтектики» колеблется в зависимости от состава плагиоклаза и внешних условий. Поэтому в анатектических мигматитах, сформировавшихся в разных и точно не установленных условиях T , P_{H_2O} и $P_{ТВ}$ *, следует ожидать приближение составов жильного материала не к какому-либо одному эвтектическому составу, а к определенной их совокупности.

На диаграмме (рис. 15) приведены составы кварц-полевошпатовой составляющей ассоциирующихся субстрата и жильного материала в мигматитах с рассеянным гранитным материалом и поле составов гранитной «эвтектики» согласно расчетным данным М. И. Дубровского (1971, 1972). Большинство точек состава жильного материала, ассоциирующегося с субстратом, содержащим парагенезис $Pl + Or + Q$, приближается к полю составов гранитной «эвтектики», либо попадает в него. Это также указывает на формирование жильного материала в рассматриваемых мигматитах путем выплавления. В некоторых мигматитах жильный материал, ассоциирующийся с субстратом бедным калиевым полевым шпатом, содержит последнего больше, чем эвтектические составы. Подобное явление отмечалось А. Дж. Уайтом (White, 1966) в жильном материале послойных мигматитов района Палмер (Южная

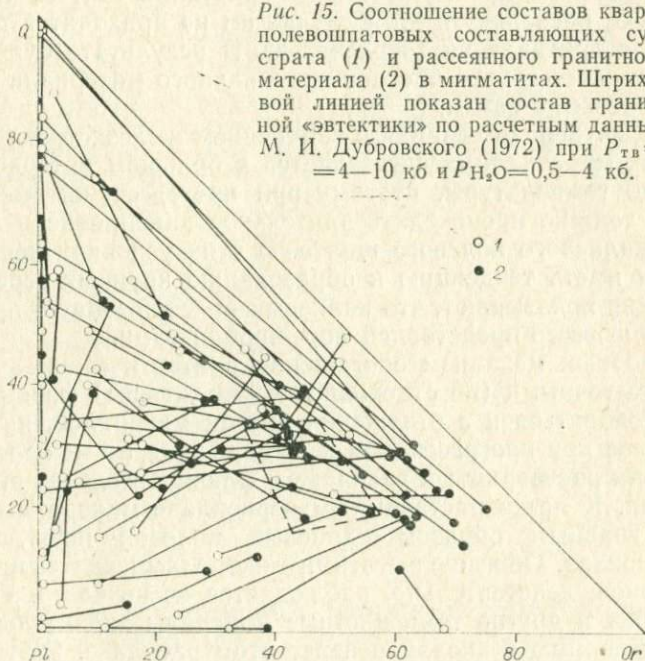
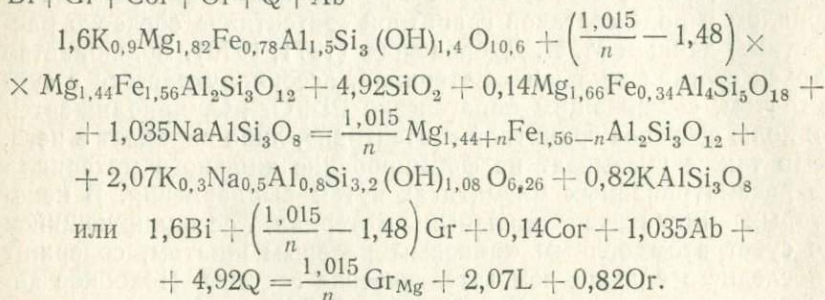


Рис. 15. Соотношение составов кварц-полевошпатовых составляющих субстрата (1) и рассеянного гранитного материала (2) в мигматитах. Штриховой линией показан состав гранитной «эвтектики» по расчетным данным М. И. Дубровского (1972) при $P_{ТВ} = 4-10$ кб и $P_{H_2O} = 0,5-4$ кб.

* $P_{ТВ}$ — давление на твердые фазы.

Австралия) и П. Е. Брауном (Brown, 1967) в мигматитах Шотландии. Вероятно, одной из причин образования таких аномально обогащенных калиевым полевым шпатом жил является участие в их формировании процессов метаморфической дифференциации. Реакции дегидратации биотита в ходе прогрессивного метаморфизма приводят к образованию калиевого полевого шпата. Количество его при недостатке воды значительно больше, чем необходимо для образования расплава. Это видно, например, из реакции плавления в ассоциации $Bi + Gr + Cor + Or + Q + Ab$



Зерна выделяющегося «избыточного» калиевого полевого шпата должны преимущественно кристаллизоваться в среде расплава, поскольку в этом случае им не приходится преодолевать сопротивления твердых фаз. В результате будет происходить аномальное обогащение жильного материала калиевым полевым шпатом.

Рассмотренная реакция с изменением железистости темноцветных минералов осуществляется в большом интервале изменений температуры, поэтому при прогрессивном метаморфизме должно происходить длительное накопление в мигматитах калиевого полевого шпата. В этих условиях последний должен иметь тенденцию к образованию крупных зерен. Наблюдения показывают, что калиевый полевой шпат в прожилках чаще всего представлен порфиробластами.

Подобный механизм обогащения анатектических прожилков избыточными (по отношению к «эвтектике») фазами должен проявляться и в отношении других минералов, накапливающихся при прогрессивном метаморфизме, и тем более, чем легче они растворимы в расплаве и флюиде в случае его присутствия. К легко растворимым в расплаве минералам относятся главным образом калиевый полевой шпат, кварц и плагиоклаз. Обогащение этими минералами анатектических прожилков, действительно, наблюдается очень часто. Гранат, кордиерит и другие темноцветные минералы значительно менее растворимы в кислом нагретом расплаве. С этим хорошо согласуется то, что анатектические прожилки очень редко содержат их в большом количестве.

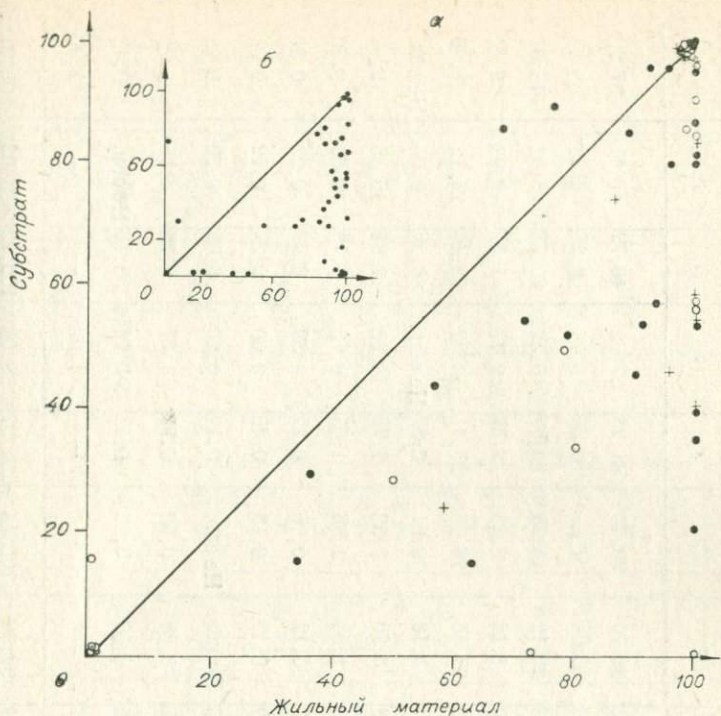


Рис. 16. Соотношение процентных содержаний безводных минералов в темноцветной составляющей субстрата и рассеянного гранитного материала в высокоглиноземистых (1), биотитовых (2) и амфибол-диопсидсодержащих (3) мигматитах (а) и субстрата и рассеянного негранитного жильного материала в мигматитоподобных породах (б).

Результаты количественно-минералогических подсчетов еще раз указывают на обогащение темноцветной составляющей рассеянного гранитного материала безводными минералами. Процентная доля этих минералов здесь в среднем в 2—3 раза выше, чем в субстрате (рис. 16, а).

Подсчеты количественно-минералогического состава мигматитоподобных пород с рассеянным негранитным жильным материалом подтверждают существование в них тенденции обогащения темноцветной составляющей жильного материала безводными минералами (рис. 16, б).

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Мигматиты с рассеянным гранитным материалом. Ниже приведены соответственно химические анализы и коэффициенты в кристаллохимических формулах минералов в мигматитах с рассеянным гранитным жильным материалом (табл. 9,

Химические анализы минералов из мигматитов с рассеянным гранитным материалом

Таблица 9

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	41,26	39,82	40,98	35,71	42,30	35,92	38,76	39,40	41,23	37,32	40,72	47,41	37,22
TiO ₂	0,14	0,13	0,45	5,51	0,52	5,28	Сл.	Сл.	0,39	5,74	0,28	0,45	5,51
Al ₂ O ₃	20,52	21,34	20,35	14,43	19,73	14,83	20,12	19,30	20,57	15,32	20,71	6,87	15,57
Fe ₂ O ₃	3,60	3,25	2,29	3,28	2,69	2,80	1,16	2,23	2,57	2,77	1,37	2,33	2,74
FeO	25,23	25,73	26,64	15,92	25,51	15,89	29,56	28,95	25,41	13,32	26,40	24,12	12,96
MnO	0,30	0,40	0,84	0,04	0,77	0,04	1,18	0,61	0,37	He обн.	0,38	0,05	He обн.
MgO	7,16	7,94	6,03	10,72	5,90	10,98	6,70	7,32	7,78	12,32	7,98	16,80	13,40
CaO	1,05	1,05	1,06	0,91	1,06	0,60	1,58	1,58	1,05	0,75	1,19	0,60	0,30
Na ₂ O	0,25	0,13	0,21	0,31	0,31	0,27	0,12	0,16	0,22	0,39	0,22	0,22	0,33
K ₂ O	0,37	0,23	0,51	8,81	0,71	8,99	0,13	0,18	0,45	9,00	0,37	0,12	9,04
H ₂ O ⁻	He обн.	He обн.	He обн.	0,25	He обн.	0,05	He обн.	He обн.	0,12	0,26	0,04	0,20	0,22
H ₂ O ⁺	0,31	0,27	0,87	3,70	0,93	3,57	0,56	0,60	0,22	1,87	0,38	0,65	1,76
P ₂ O ₅	0,10	0,11	He обн.	0,10	He обн.	0,05	0,09	0,22	0,11	0,14	0,12	He обн.	0,10
F	—	—	—	1,01	—	1,07	—	—	—	1,07	—	—	1,00
Сумма	100,25	100,40	100,23	100,03	100,43	99,84	99,96	100,55	100,37	99,56	100,12	99,62	99,31

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	41,09	49,87	36,84	41,11	50,12	37,90	42,27	49,40	40,34	43,56	50,09	38,64	42,34
TiO ₂	0,10	0,03	5,67	0,13	Сл.	5,18	0,04	0,22	0,19	0,12	0,25	0,13	He обн.
Al ₂ O ₃	21,72	32,49	15,30	21,37	33,47	15,18	20,73	10,14	56,28	21,43	9,61	59,34	19,89
Fe ₂ O ₃	0,93	1,63	3,38	3,13	0,33	2,36	0,14	1,32	1,17	0,38	0,65	0,94	2,55
FeO	22,67	3,42	10,60	20,50	3,75	9,52	19,06	13,65	0,17	15,81	13,84	0,21	25,69
MnO	0,54	0,05	0,12	0,52	0,04	0,07	0,16	0,05	Сл.	0,23	He обн.	Сл.	0,50
MgO	10,66	10,35	16,04	10,87	10,78	16,42	15,00	23,74	0,30	15,26	24,59	0,34	5,51
CaO	0,91	0,45	He обн.	0,91	0,30	0,30	0,85	0,30	0,32	1,36	0,15	0,32	2,12
Na ₂ O	0,12	0,10	0,20	0,11	0,12	0,42	0,12	0,07	0,18	0,20	0,20	0,13	0,23
K ₂ O	0,28	0,16	8,65	0,22	0,12	9,22	0,26	0,11	0,44	0,42	0,15	0,31	0,52
H ₂ O ⁻	0,11	0,18	He обн.	0,07	0,16	0,05	0,08	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁺	0,08	0,53	2,38	0,22	0,50	2,34	0,72	0,62	0,18	0,54	0,67	0,11	0,61
P ₂ O ₅	0,28	0,15	0,37	0,30	Сл.	0,10	0,30	0,15	0,02	0,16	0,03	0,03	0,26
F	—	—	1,97	—	—	1,55	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,38	99,23	100,69	99,39	99,53	99,92	99,65	99,77	99,79	99,47	100,23	100,50	100,22

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	35,82	39,58	36,02	69,38	40,66	40,02	35,51	37,04	39,69	39,86	48,90	37,06	37,20
TiO ₂	4,86	0,25	4,08	0,48	0,45	0,38	4,62	4,12	0,11	0,10	Сл.	5,32	4,96
Al ₂ O ₃	16,02	20,85	16,92	13,49	20,56	20,40	14,40	14,68	20,26	20,41	32,30	14,33	14,75
Fe ₂ O ₃	4,18	2,43	2,78	0,66	0,55	2,27	7,47	4,80	5,85	7,69	1,07	1,94	1,42
FeO	12,65	27,24	13,65	5,59	25,65	25,51	12,57	11,78	24,14	21,40	7,21	12,70	12,55
MnO	0,02	0,55	0,02	0,07	1,12	1,10	0,15	0,11	0,72	1,42	0,08	0,09	0,10
MgO	13,22	6,15	13,65	3,24	3,93	4,36	13,02	14,72	6,59	6,41	9,14	15,24	15,75
CaO	0,30	1,49	0,60	2,10	5,15	4,84	0,18	0,06	2,10	1,98	Сл.	0,34	0,45
Na ₂ O	0,14	0,25	0,14	2,90	0,29	0,22	0,33	0,29	0,18	0,17	0,22	0,13	0,12
K ₂ O	8,70	0,43	9,00	1,55	0,64	0,63	8,32	8,74	0,18	0,23	0,10	9,98	10,02
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	0,22	0,04	0,10	1,21	—	—
H ₂ O ⁺	3,15	0,35	2,61	0,63	0,54	0,65	2,00	2,12	0,32	0,27	Не обн.	2,30	2,00
P ₂ O ₅	0,31	0,11	0,32	0,14	Не обн.	0,07	0,42	0,19	0,08	0,06	0,14	Не обн.	—
F	0,71	—	0,84	—	—	—	1,31	1,31	—	—	—	—	—
Сумма	99,78	99,68	99,99	100,23	99,54	100,45	99,75	99,41	100,15	100,00	100,37	99,43	99,32

Компонент	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	36,98	57,71	50,62	49,62	50,44	41,35	41,56	41,17	44,10	36,65	44,62	35,48	35,36
TiO ₂	4,60	0,39	0,15	0,37	0,22	0,20	2,18	2,04	1,42	2,45	1,31	2,20	2,30
Al ₂ O ₃	14,44	2,75	0,20	4,65	0,72	11,82	10,50	11,64	9,48	14,90	8,56	15,44	15,69
Fe ₂ O ₃	2,36	3,42	3,81	3,38	1,65	6,70	5,73	5,13	6,79	2,63	6,02	6,66	6,31
FeO	12,20	7,69	24,15	10,60	25,60	11,34	14,85	15,40	10,42	17,26	11,52	18,76	19,32
MnO	0,10	0,30	0,37	0,32	0,38	0,26	0,29	0,30	0,40	0,34	0,36	0,33	0,36
MgO	15,83	11,68	18,82	11,40	18,60	10,24	8,89	9,11	11,09	12,22	12,00	7,51	7,69
CaO	0,40	20,42	0,90	17,99	1,30	11,75	11,41	10,67	11,25	0,45	10,67	0,47	0,30
Na ₂ O	0,13	0,42	0,05	0,45	0,04	2,02	1,34	1,38	1,48	0,22	1,40	0,56	0,38
K ₂ O	9,79	0,16	0,02	0,14	0,02	1,76	1,31	1,34	1,22	9,06	1,22	9,00	8,70
H ₂ O ⁻	—	0,06	—	He обн.	—	0,12	0,04	0,16	He обн.	0,07	0,10	He обн.	0,24
H ₂ O ⁺	2,75	1,06	0,65	0,60	0,45	1,50	1,43	1,64	2,08	2,83	1,60	3,20	2,89
P ₂ O ₅	—	0,13	—	0,30	—	0,04	0,31	0,33	0,08	0,13	Сл.	0,13	0,14
F	—	—	—	0,01	—	0,54	0,15	0,14	0,54	0,71	0,52	0,52	0,50
Сумма	99,58	100,13	99,74	99,83	99,42	99,30	99,93	100,23	100,12	99,55	99,58	100,04	99,73

Компонент	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
SiO ₂	43,18	43,16	35,86	36,24	36,22	42,62	42,45	36,64	42,52	36,40	41,20	36,76	35,45
TiO ₂	1,17	1,15	0,94	1,72	2,34	0,92	0,85	5,10	0,06	5,15	0,05	5,20	5,38
Al ₂ O ₃	10,67	9,96	18,54	18,08	14,51	10,94	11,15	16,38	21,06	16,08	21,23	16,08	15,93
Fe ₂ O ₃	6,94	7,72	6,96	8,83	6,10	7,94	7,03	0,70	0,20	1,20	0,70	1,20	1,98
FeO	11,64	11,00	10,41	9,97	14,48	11,21	12,05	15,84	26,91	15,39	27,00	17,82	17,37
MnO	0,42	0,42	0,29	0,31	0,28	0,43	0,55	0,02	0,69	0,02	0,58	0,05	0,02
MgO	9,70	10,19	12,92	11,81	11,50	9,53	9,64	12,22	6,72	12,46	7,42	10,52	11,23
CaO	11,51	11,43	0,36	0,18	1,07	11,21	11,06	He обн.	1,55	He обн.	1,33	He обн.	He обн.
Na ₂ O	1,48	1,46	0,44	0,48	0,56	1,36	1,44	0,12	0,10	0,16	0,17	0,12	0,20
K ₂ O	1,17	1,16	9,19	9,47	9,01	1,21	1,16	9,40	0,09	9,24	0,13	8,53	8,61
H ₂ O ⁻	He обн.	0,09	0,12	0,27	0,12	He обн.	0,09	0,04	0,06	0,06	He обн.	0,14	0,02
H ₂ O ⁺	1,88	1,70	3,71	2,82	3,44	2,05	1,98	2,86	0,14	3,04	0,20	2,91	3,10
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,10	0,09	0,35	0,16	0,06	0,06	0,12	0,05	0,10	0,02	0,06
F	0,20	0,09	0,41	0,35	0,38	0,08	0,15	0,45	—	0,50	—	0,53	—
Сумма	100,06	99,50	99,96	100,21	100,08	99,63	99,51	99,64	100,22	99,53	100,11	99,65	99,35

Компонент	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
SiO ₂	40,62	38,22	40,78	36,94	42,56	40,48	40,54	36,20	40,00	36,52	40,62	39,10	34,65
TiO ₂	0,08	3,95	0,06	4,30	0,05	0,03	0,02	3,87	0,02	3,84	0,03	Сл.	3,75
Al ₂ O ₃	21,51	16,04	21,20	16,40	20,75	20,62	20,90	18,45	20,80	18,86	20,62	21,58	15,07
Fe ₂ O ₃	0,20	1,20	0,70	1,10	0,10	0,34	0,37	1,20	0,28	1,92	0,33	0,20	2,77
FeO	29,20	15,48	28,66	15,75	27,54	29,70	28,97	16,67	31,19	14,81	30,37	32,63	23,11
MnO	0,78	0,03	0,63	0,04	0,65	0,15	0,18	0,02	0,16	0,02	0,15	0,34	0,02
MgO	5,38	12,20	6,59	12,72	6,82	6,72	7,26	10,81	5,82	10,90	5,94	4,46	7,73
CaO	2,00	He обн.	0,89	He обн.	1,00	1,13	1,13	0,35	0,96	0,35	1,07	1,11	He обн.
Na ₂ O	0,09	0,20	0,09	0,12	0,13	0,26	0,24	0,17	0,13	—	0,29	0,07	0,17
K ₂ O	0,17	8,62	0,18	8,93	0,19	0,38	0,32	8,85	0,22	—	0,40	0,13	8,60
H ₂ O ⁻	0,02	0,06	0,06	0,06	He обн.	0,04	He обн.	He обн.	He обн.	0,12	He обн.	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	He обн.	3,24	0,29	3,09	0,30	0,06	0,04	2,57	0,27	—	0,23	0,07	3,80
P ₂ O ₅	0,12	0,03	0,05	0,02	0,06	0,12	0,12	0,26	0,13	0,22	0,11	0,03	0,03
F	—	0,50	—	0,53	—	—	—	0,45	—	—	—	—	0,42
С у м м а	100,17	99,56	100,18	99,77	100,15	99,99	100,08	99,68	99,98	87,44	100,16	99,75	99,95

Компонент	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
SiO ₂	40,36	36,45	40,62	35,60	39,18	35,13	40,19	35,41	40,22	34,99	40,66	35,83	38,44
TiO ₂	0,07	3,03	0,06	3,04	0,04	2,80	0,02	3,07	0,03	2,61	0,02	3,02	0,04
Al ₂ O ₃	19,69	19,55	21,25	18,56	21,63	18,73	20,75	18,41	20,66	20,28	20,88	18,94	20,93
Fe ₂ O ₃	0,40	1,20	0,80	1,20	0,80	1,12	0,40	1,87	0,35	1,37	0,33	1,88	0,43
FeO	29,74	15,96	29,72	18,18	31,72	19,50	31,49	18,06	31,24	17,32	29,76	17,14	32,43
MnO	1,23	0,03	0,30	0,03	0,40	0,02	0,13	0,02	0,15	0,03	0,14	0,03	0,17
MgO	2,32	10,63	5,99	9,78	4,53	9,69	5,13	10,29	5,27	10,99	5,89	10,22	5,19
CaO	5,39	He обн.	1,28	He обн.	1,22	0,59	1,07	0,47	1,01	0,59	1,01	0,35	1,01
Na ₂ O	0,22	0,27	0,07	0,22	0,13	0,20	0,27	0,20	0,27	0,19	0,27	0,26	0,17
K ₂ O	0,19	9,03	0,09	9,12	0,13	9,10	0,34	9,22	0,36	8,96	0,40	8,86	0,36
H ₂ O ⁻	0,06	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,09	0,04	He обн.	0,08	He обн.	0,08	—
H ₂ O ⁺	He обн.	3,61	0,21	3,89	He обн.	2,85	0,14	2,48	0,26	2,28	0,22	2,74	0,28
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,34	0,15	0,27	0,14	0,23	0,15	0,29	0,14
F	—	0,62	—	0,44	—	0,12	—	0,10	—	0,10	—	0,13	—
С у м м а	99,70	100,17	100,27	99,95	99,88	100,14	100,08	99,83	100,06	99,90	99,73	99,63	99,59

Примечание. Анализы 1—59 из пород Алданского щита, 60—91 из пород Сев-Зап. Приладожья. 1—Gr из субстрата, Vi+Gr+Coг+Oг+Q+Pl_{32—34}, обр. В-74-24-а; 2—Gr из жильного материала, Vi+Gr+Coг+Oг+Q+Pl₃₃, обр. В-74-24-б; правый берег р. Алдан в 2 км ниже устья Нимгеркан (см. рис. 2); 3, 4—Gr и Vi из субстрата, Vi+Gr+Hур+Oг+Q+Pl_{24—27}, обр. В-75-1; 5, 6—Gr и Vi из жильного материала, Vi+Hур+Gr+Oг+Q+Pl_{24—26}, обр. В-75-2; правый берег р. Алдан в 6 км выше устья р. Чомполо. 7—Gr из субстрата, Vi+Gr+Oг+Q+Pl_{24—26}, обр. В-76; 8—Gr из жильного материала, Vi+Gr+Oг+Q+Pl_{24—26}, обр. В-76-а; правый берег р. Алдан в 3,5 км выше устья р. Чомполо, 9, 10—Gr и Vi субстрата, Vi+Hур+Gr+Oг+Q+Pl_{30—32}, обр. В-76-12а; 11—13—Gr, Hур и Vi из жильного материала, Vi+Hур+Gr+Oг+Q+Pl_{30—32}, обр. В-76-12б, там же; 14—16—Gr, Coг и Vi из субстрата, Vi+Gr+Coг+Sil+Oг+Q+Pl₃₁, обр. В-105-5; 17—19—Gg, Coг и Vi из жильного материала, Vi+Gr+Coг+Sil+Oг+Q+Pl_{28—34}, обр. В-105-4; правый берег р. Сутам в 14 км ниже устья р. Туптикан. 20—22—Gr, Hур и Sil из субстрата, Vi+Gr+Hур+Sil+Oг+Q+Pl_{20—27}, обр. В-114-3; 23—25—Gr, Hур и Sil из жильного материала, Vi+Gr+Hур+Sil+Oг+Q+Pl_{22—28}, обр. В-114-3а; правый берег р. Сутам в 4 км выше устья р. Мугикта; 26, 27—Gr и Vi из субстрата, Vi+Gr+Q+Pl_{40—41}, обр. В-136-2; 28—30—Gr, Vi из жильного материала и жильный материал, Vi+Gr+Q+Pl_{38—41}, обр. В-136-3; левый берег р. Сутам в 6 км выше устья р. Нельбу; 31—Gr из субстрата, Hур+Gr+Oг+Q+Pl_{42—45}, обр. В-203-3; 32—Gr из жильного материала, Hур+Gr+Oг+Q+Pl_{42—45}, обр. В-203-3а; р. Учур в 0,2 км ниже устья р. Дьорунтай. 33—Vi из субстрата, Vi+Gr+Oг+Q+Pl_{25—26}, обр. 243-2а; 34—Vi из жильного материала, Vi+Hур+Gr+Oг+Q+Pl_{25—27}, обр. В-243-2б; правый берег р. Алдан в 10 км ниже устья р. Кудулу; 35—Gr из субстрата, Vi+Gr+Oг+Q+Pl_{27—34}, обр. В-311-5; 36—Gr из жильного материала, Vi+Gr+Oг+Q+Pl_{28—34}, обр. В-311-5а; левый берег р. Олемки в 0,1 км ниже устья р. Авика, 37—Coг из жильного материала, Coг+Oг+Q+Pl, обр. В-31-а; правый берег р. Тимптон в 0,5 км ниже устья руч. Улахан-Тарынаах. 38—Vi из субстрата, Vi+Oг+Q+Pl_{32—34}, обр. В-255-а; 39—Vi из меланократовой оторочки, Vi+Oг+Q+Pl_{30—31}, обр. В-255-б; 40—Vi из жильного материала, Vi+Oг+Q+Pl_{30—31}, обр. В-255-в; левый берег р. Б. Ыллымах в 0,4 км ниже устья р. Юкунгра, 41, 42—Pm и Hур из субстрата, Pm+Hур+Q+Pl_{32—34}, обр. В-124; 43, 44—Pm и Hур из жильного материала, Pm+Hур+Oг+Q+Pl_{30—34}, обр. В-124-1; левый берег р. Сутам в 4 км выше устья р. Кавыкая, 45—Hb из жильного материала, Hb+Sc+Oг+Q+Pl, обр. В-128-5; правый берег р. Сутам в 2 км ниже устья р. Б. Курум. 46—Hb из субстрата, Hb+Vi+Oг+Q+Pl_{32—34}, обр. В-143-2; 47—Hb из жильного материала, Hb+Vi+Oг+Q+Pl_{32—34}, обр. В-143-3; левый берег р. Гонам в 11 км ниже устья р. Сутам. 48 и 49—Hb и Vi из субстрата, Hb+Vi+Q+Pl₂₄, обр. В-230-2; 50—Hb из жильного материала, Hb+Pm+Oг+Q+Pl_{22—24}, обр. В-230-2а; правый берег р. Чуги в 2,2 км ниже устья р. Сооголо. 51—Vi из субстрата, Vi+Oг+Q+Pl, обр. В-324-1а; 52—Vi из жильного материала, Vi+Oг+Q+Pl, обр. В-324-2; левый берег р. Олемки в 8 км ниже устья р. Олдонго. 53—Hb из субстрата, Hb+Vi+Oг+Q+Pl_{22—27}, обр. В-379-1а; 54—Hb из жильного материала, Hb+Oг+Q+Pl_{22—27}, обр. В-379-1б; левый берег р. Олемки в 3,5 км выше устья р. Тас-Хайко. 55—Vi из субстрата, Vi+Oг+Q+Pl, обр. В-387а; 56—Vi из жильного материала, Vi+Oг+Q+Pl, обр. В-387б; правый берег р. Олемки в 1 км ниже о. Балабукта. 57, 58—Vi и Hb из субстрата, Hb+Vi+Oг+Q+Pl_{29—34}, обр. В-393а; 59—Hb из жильного материала, Hb+Vi+Oг+Q+Pl₂₇, обр. В-393б; правый берег р. Олемки в 2 км выше устья р. Ытылах. 60, 61—Vi и Gr из субстрата, Vi+Gr+Hур+Q+Pl_{29—34}, обр. В-500-а; 62, 63—Vi и Gr из жильного материала, Vi+Gr+Hур+Q+Pl_{29—34}, обр. В-500-б; 64—Vi из поздней гранитной жилы, Vi+Gr+Q+Pl₃₃, обр. В-500-4; 65 и 66—Vi и Gr из почти немигматизированного гнейса, Vi+Oг+Hур+Q+Pl₄₀, обр. В-500-7; оз. Ладога, залив Куркиоки в 0,7 км от поселка, 67 и 68—Vi и Gr из субстрата, Vi+Gr+Hур+Q+Pl_{27—29}, обр. В-501-1а; 69—70—Vi и Gr из жильного материала, Vi+Gr+Hур+Q+Oг+Pl_{27—29}, обр. В-501-1б; залив Куркиоки в 0,75 км от поселка; 71—Gr из субстрата, Vi+Gr+Q+Oг+Pl_{30—31}, обр. В-504а; 72—Gr из жильного материала, Vi+Gr+Q+Oг+Pl₃₀, обр. В-504б; залив к северу от мыса Комканиени. 73, 74—Vi и Gr из субстрата, Vi+Gr+Coг+Sil+Q+Oг+Pl₂₉, обр. В-507а; 75, 76—Vi и Gr из жильного материала, Vi+Gr+Sil+Q+Oг+Pl₃₁, обр. 507б; южная часть мыса Рьякянниени. 77—Gr из жильного материала, Vi+Gr+Coг+Oг+Q+Pl₃₀, обр. В-510б; мыс. Сахатаниени. 78 и 79—Vi и Gr из почти немигматизированного гнейса, Vi+Hур+Gr+Q+Pl_{40—41}, обр. В-513-2а; 80, 81—Vi и Gr из субстрата, Vi+Gr+Sil+Oг+Q+Pl₂₇, обр. В-513-5а; 82, 83—Vi и Gr из жильного материала, Vi+Gr+Oг+Q+Pl₂₇, обр. В-513-5б; залив против о. Патасари. 84, 85—Vi и Gr из субстрата, Vi+Gr+Coг+Oг+Q+Pl₂₅, обр. В-518-2а; 86, 87—Vi и Gr из жильного материала, Vi+Gr+Coг+Oг+Q+Pl_{23—27}, обр. В-518-2б; 88, 89—Vi и Gr из жильного материала, Vi+Gr+Q+Pl_{21—24}, обр. В-518-6; 90, 91—Vi и Gr из субстрата, Vi+Gr+Q+Pl₂₂, обр. В-518-а; южная оконечность о. Хавус. Химико-аналитики Института геологии ЯФ СО АН СССР; 1, 2, 7—9, 11, 18, 20—22, 25—29, 33—37, 41, 46, 47, 51, 52, 55, 56, 71—76, 84—91—З. Ф. Парниова; 4, 6, 14—17, 19, 23, 45, 48, 50, 53, 54, 57—59—Д. А. Кулагина; 3, 5, 30, 31, 43—М. А. Слепцова; 10, 12, 13, 32—Е. Б. Галайская. Химико-аналитики Института геологии и геохронологии докомбрия АН СССР; 38—40, 42, 44, 63, 66, 70, 81—В. Д. Бугрова; 60, 67, 80, 82—Сазонтьева З. К.; 61, 68, 77, 83—Е. Е. Зевелева; 62, 65, 69, 78—В. Ф. Гусева; 64, 79—С. П. Васильева.

Коэффициенты кристаллохимических формул минералов из мигматитов с рассеянным гранитным материалом

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Si	2,991	2,992	2,972	2,697	2,966	2,724	3,000	3,000	2,976	2,857	2,983	1,818	2,827
Ti	0,009	0,008	0,028	0,323	0,034	0,301	—	—	0,024	0,330	0,017	0,012	0,314
Al ^{IV}	—	—	—	0,980	—	0,975	—	—	—	0,813	—	0,170	0,869
Al ^{VI}	1,941	1,978	2,008	0,304	1,998	0,351	1,916	1,845	1,978	0,570	1,986	0,140	0,524
Fe ³⁺	0,225	0,192	0,143	0,185	0,174	0,118	0,071	0,101	0,157	0,159	0,094	0,067	0,157
Fe ²⁺	1,721	1,694	1,865	1,005	1,833	1,006	1,996	1,963	1,733	0,853	1,797	0,773	0,823
Mn	0,020	0,028	0,059	0,002	0,056	0,002	0,081	0,042	0,026	—	0,026	—	—
Mg	0,873	0,932	0,753	1,207	0,756	1,241	0,806	0,885	0,943	1,405	0,968	0,965	1,516
Ca	0,093	0,090	0,095	0,073	0,098	0,048	0,137	0,137	0,092	0,061	0,104	0,024	0,024
Na	—	—	—	0,044	—	0,020	—	—	—	0,057	—	0,018	0,048
K	—	—	—	0,848	—	0,867	—	—	—	0,878	—	0,005	0,876
OH	—	—	—	1,903	—	1,805	—	—	—	0,955	—	—	0,891
F	—	—	—	0,240	—	0,256	—	—	—	0,259	—	—	0,240
$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg}$	69,0	66,9	72,9	49,8	72,8	47,5	71,5	70,1	66,8	41,8	66,1	46,6	38,3

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Si	2,994	5,041	2,796	2,992	5,033	2,800	2,998	1,787	1,093	2,993	1,800	1,046	3,000
Ti	0,006	0,003	0,314	0,008	—	0,288	0,002	0,006	0,004	0,007	0,008	0,003	—
Al ^{IV}	—	0,956	0,890	—	0,967	0,912	—	0,207	—	—	0,192	—	—
Al ^{VI}	2,028	2,915	0,440	1,987	2,992	0,410	1,926	0,225	1,797	1,995	0,316	1,893	1,997
Fe ³⁺	0,056	0,124	0,188	0,186	0,024	0,131	0,008	0,030	0,012	0,023	0,019	0,019	0,164
Fe ²⁺	1,502	0,289	0,652	1,352	0,296	0,588	1,256	0,413	0,004	1,045	0,416	0,005	1,830
Mn	0,036	0,003	0,007	0,035	0,009	0,004	0,010	0,002	—	0,014	—	—	0,036
Mg	1,259	1,559	1,767	1,278	1,611	1,810	1,762	1,280	0,012	1,798	1,535	0,014	0,700
Ca	0,077	0,049	—	0,077	0,030	0,024	0,072	0,012	0,009	0,115	0,006	0,009	0,193
Na	—	0,020	0,028	—	0,024	0,060	—	0,004	0,009	—	0,014	0,007	—
K	—	0,020	0,814	—	0,009	0,869	—	0,004	0,014	—	0,007	0,011	—
OH	—	0,179	1,171	—	0,169	1,149	—	—	0,032	—	—	0,020	—
F	—	—	0,459	—	—	0,362	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg}$	55,3	20,9	32,2	54,5	16,6	28,5	41,7	25,7	—	37,3	24,3	—	74,0

Компонент	27	28	29	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Si	2,687	2,985	2,717	2,972	2,977	2,724	2,805	2,993	2,994	4,998	2,822	2,838	2,792
Ti	0,274	0,015	0,231	0,028	0,023	0,266	0,234	0,007	0,006	—	0,305	0,285	0,261
Al ^{IV}	1,039	—	1,052	—	—	1,010	0,961	—	—	1,002	0,873	0,877	0,947
Al ^{VI}	0,378	2,003	0,414	2,055	1,988	0,292	0,348	1,905	1,914	2,890	0,414	0,450	0,338
Fe ³⁺	0,236	0,149	0,194	0,035	0,140	0,431	0,273	0,351	0,461	0,082	0,111	0,082	0,134
Fe ²⁺	0,794	1,857	0,861	1,820	1,762	0,805	0,790	1,611	1,423	0,616	0,809	0,801	0,770
Mn	0,001	0,038	0,001	0,080	0,077	0,010	0,007	0,048	0,096	0,007	0,006	0,006	0,006
Mg	1,479	0,747	1,510	0,497	0,537	1,487	1,661	0,784	0,760	1,392	1,826	1,791	1,781
Ca	0,024	0,130	0,048	0,467	0,428	0,015	—	0,180	0,163	—	0,027	0,037	0,032
Na	0,021	—	0,021	—	—	0,049	0,043	—	—	0,043	0,020	0,017	0,019
K	0,834	—	0,866	—	—	0,814	0,843	—	—	0,013	0,969	0,976	0,943
OH	1,557	—	1,314	—	—	1,024	1,071	—	—	0,818	1,169	1,018	1,382
F	0,174	—	0,200	—	—	0,318	0,314	—	—	—	—	—	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	41,1	72,9	41,1	78,8	77,9	45,4	39,0	71,5	71,4	33,4	33,3	32,6	33,6

Компонент	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Si	1,971	1,950	1,887	1,949	5,983	6,356	6,262	6,591	2,814	6,663	2,755	2,762	6,434
Ti	0,011	0,004	0,011	0,007	0,022	0,248	0,233	0,159	0,142	0,148	0,128	0,135	0,132
Al ^{IV}	0,018	0,009	0,102	0,033	1,995	1,396	1,505	1,250	1,004	1,189	1,117	1,103	1,434
Al ^{VI}	0,060	—	0,106	—	0,777	0,496	0,583	0,413	0,305	0,319	0,296	0,342	0,441
Fe ³⁺	0,096	0,111	0,097	0,047	0,729	0,670	0,585	0,762	0,152	0,675	0,389	0,371	0,777
Fe ²⁺	0,245	0,768	0,337	0,827	1,372	1,901	1,959	1,302	1,109	1,439	1,218	1,262	1,451
Mn	0,010	0,012	0,010	0,013	0,032	0,037	0,038	0,050	0,022	0,046	0,022	0,024	0,053
Mg	0,664	1,081	0,646	1,071	2,209	2,012	2,065	2,469	1,398	2,671	0,869	0,895	2,154
Ca	0,834	0,037	0,732	0,054	1,822	1,861	1,739	1,800	0,037	1,708	0,039	0,025	1,841
Na	0,032	0,004	0,033	0,003	0,567	0,405	0,406	0,429	0,032	0,406	0,084	0,057	0,428
K	0,008	0,001	0,007	0,001	0,325	0,257	0,257	0,233	0,887	0,233	0,891	0,865	0,222
OH	—	—	—	—	1,449	1,544	1,663	2,065	1,451	1,594	1,657	1,506	1,868
F	—	—	—	—	—	0,073	0,068	0,256	0,172	0,246	0,128	0,123	0,094
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	34,0	44,9	40,2	45,0	48,8	56,2	55,2	45,6	47,4	44,2	64,9	64,65	50,8

Компонент	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
Si	6,503	2,661	2,721	2,758	6,395	6,382	2,772	2,997	2,759	2,997	2,795	2,714	2,995
Ti	0,131	0,053	0,097	0,134	0,104	0,907	0,290	0,003	0,292	0,003	0,297	0,309	0,005
Al ^{IV}	1,366	1,286	1,182	1,108	1,501	1,521	0,938	—	0,949	—	0,904	0,977	—
Al ^{VI}	0,403	0,336	0,418	0,195	0,434	0,455	0,526	2,062	0,483	2,031	0,537	0,460	2,071
Fe ³⁺	0,827	0,389	0,499	0,350	0,897	0,795	0,039	0,010	0,068	0,042	0,069	0,113	0,012
Fe ²⁺	1,386	0,646	0,626	0,923	1,407	1,515	1,002	1,873	0,972	1,835	1,133	1,112	1,955
Mn	0,054	0,018	0,020	0,018	0,055	0,070	0,001	0,050	0,001	0,040	0,003	0,001	0,049
Mg	2,198	1,429	1,321	1,306	2,132	2,160	1,377	0,831	1,403	0,898	1,193	1,281	0,655
Ca	1,841	0,029	0,014	0,087	1,803	1,782	—	0,137	—	0,116	—	—	0,177
Na	0,428	0,063	0,069	0,082	0,397	0,420	0,018	—	0,027	—	0,018	0,029	—
K	0,223	0,871	0,907	0,875	0,232	0,222	0,909	—	0,890	—	0,827	0,839	—
OH	1,709	1,837	1,412	1,748	2,052	1,988	1,446	—	1,535	—	1,476	1,582	—
F	0,043	0,096	0,083	0,092	0,038	0,071	0,109	—	0,119	—	0,128	—	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	50,3	42,0	46,1	49,3	51,9	51,6	43,2	69,1	42,5	67,7	50,1	48,9	75,7

Компонент	67	68	69	70	71	72	73	74	76	77	78	79
Si	2,855	2,997	2,775	2,997	2,998	2,999	2,742	2,999	2,998	3,000	2,690	2,995
Ti	0,222	0,003	0,243	0,003	0,002	0,001	0,220	0,001	0,002	—	0,219	0,005
Al ^{IV}	0,923	—	0,982	—	—	—	1,038	—	—	—	1,091	—
Al ^{VI}	0,490	2,038	0,472	2,049	1,998	2,004	0,609	2,014	2,015	2,069	0,288	1,978
Fe ³⁺	0,067	0,042	0,062	0,006	0,021	0,022	0,068	0,018	0,021	0,012	0,161	0,025
Fe ²⁺	0,967	1,956	0,989	1,929	2,040	1,972	1,056	2,144	2,106	2,216	1,502	2,120
Mn	0,002	0,044	0,002	0,046	0,010	0,012	0,001	0,011	0,010	0,024	0,001	0,089
Mg	1,360	0,801	1,424	0,852	0,823	0,881	1,220	0,713	0,734	0,540	0,896	0,294
Ca	—	0,078	—	0,090	0,099	0,099	0,028	0,084	0,095	0,098	—	0,492
Na	0,029	—	0,018	—	—	—	0,025	—	—	—	0,025	—
K	0,822	—	0,858	—	—	—	0,855	—	—	—	0,851	—
OH	1,616	—	1,549	—	—	—	1,299	—	—	—	1,969	—
F	0,118	—	0,126	—	—	—	0,108	—	—	—	0,103	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	43,6	71,3	42,6	69,4	71,4	69,1	48,1	75,2	74,2	80,5	65,0	88,2

Компонент	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
Si	2,707	2,997	2,679	2,998	2,703	2,999	2,731	2,998	2,684	2,999	2,734	2,998
Ti	0,169	0,003	0,172	0,002	0,162	0,001	0,178	0,002	0,151	0,001	0,173	0,002
Al ^{IV}	1,124	—	1,149	—	1,135	—	1,091	—	1,135	—	1,093	—
Al ^{VI}	0,589	2,033	0,497	2,064	0,564	2,028	0,583	2,027	0,698	2,046	0,611	2,012
Fe ³⁺	0,067	0,049	0,068	0,049	0,065	0,025	0,108	0,022	0,079	0,021	0,108	0,026
Fe ²⁺	0,991	2,019	1,144	2,158	1,255	2,183	1,165	2,174	1,111	2,069	1,094	2,212
Mn	0,002	0,020	0,002	0,029	0,001	0,009	0,001	0,011	0,002	0,010	0,002	0,012
Mg	1,176	0,727	1,097	0,546	1,111	0,634	1,183	0,654	1,256	0,730	1,163	0,631
Ca	—	0,111	—	0,107	0,049	0,095	0,039	0,090	0,048	0,090	0,028	0,088
Na	0,038	—	0,032	—	0,030	—	0,030	—	0,029	—	0,039	—
K	0,856	—	0,876	—	0,893	—	0,908	—	0,877	—	0,862	—
OH	1,787	—	1,954	—	1,463	—	1,276	—	1,167	—	1,395	—
F	0,147	—	0,104	—	0,029	—	0,025	—	0,024	—	0,031	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	47,5	74,0	52,6	80,1	54,3	77,6	51,9	77,0	48,7	74,0	50,8	77,9

10). Формулы минералов рассчитывались по кислородному методу для роговых обманок на 24 атома кислорода, для кордиерита на 18, для граната и биотита на 12, для пироксенов на 6 атомов кислорода. Титан рассматривался как изоморфный с кремнекислотой (Шкодзинский, 1970), сумма дается без H_2O и с вычетом кислорода, эквивалентного фтору.

Обращает на себя внимание большая близость состава одноименных темноцветных минералов в субстрате и жильном материале в отношении почти всех главных химических компонентов. Это согласуется с данными М. Р. Крыловой и др. (1972) о близости состава граната и гиперстена в субстрате и жильном материале мигматитов Алданского щита в отношении большинства компонентов. Как и парагенетическая однородность, близость составов свидетельствует о приближении их к состоянию внутренней физико-химической равновесности в момент образования и о формировании в них субстрата и жильного материала в результате одного и того же процесса — процесса дифференциации. Близость состава одноименных темноцветов подтверждает вывод о том, что эти минералы в жильном материале в период анатексиса находились в виде твердых фаз, поскольку в случае их плавления они были бы здесь более железистыми, чем в субстрате (ввиду того, что температура плавления железистых разновидностей минералов значительно ниже магнезиальных). В действительности же содержания магния и железа в одноименных минералах субстрата и жильного материала (рис. 17, 18) очень близки, почти равны и железистости этих минералов.

Любые реальные процессы, как бы они ни были близки к равновесным, должны осуществляться при некотором градиенте интенсивных параметров, в противном случае скорости их будут бесконечно малы. Следовательно, субстрат и жильный материал мигматитов, которые принимаются практически равновесными, должны были формироваться при небольшой разнице интенсивных параметров и сохранить признаки этой неравновесности.

При очень большой близости содержаний магния и железа гранаты, биотиты, гиперстены и кордиериты в жильном материале гранатсодержащих мигматитов содержат почти всегда несколько больше магния и меньше железа, чем в субстрате (см. табл. 9, 10). Это приводит к тому, что их железистость в жильном материале в среднем на 1—2% ниже, чем в субстрате (рис. 19, а, б), что хорошо подтверждается и при сопоставлении показателей преломления граната, которые в жильном материале в среднем на 0,003 (до 0,008) ниже, чем в субстрате (рис. 20).

Явление пониженной железистости граната в жильном материале мигматитов отмечалось Л. П. Никитиной (Докембрий..., 1964) для докембрия Восточного Саяна и объяснялось

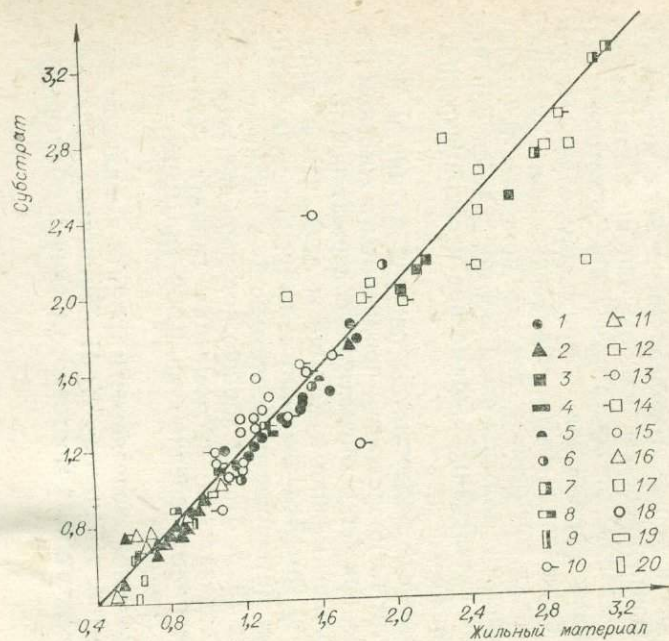


Рис. 17. Соотношение формульных количеств Mg в биотитах (кружки), гранатах (треугольники), амфиболах (квадраты), гиперстенах (горизонтальные прямоугольники), клинопироксенах (вертикальные прямоугольники) и корднеритах (сегменты) в субстрате и жильном материале мигматитов и мигматитоподобных образований с рассеянным гранитным (1—5), рассеянным негранитным (6—9), конформным гранитным (10—12), конформным гранитогнейсовым (13—14) и секущим (15—20) жильным материалом по данным табл. 9—18.

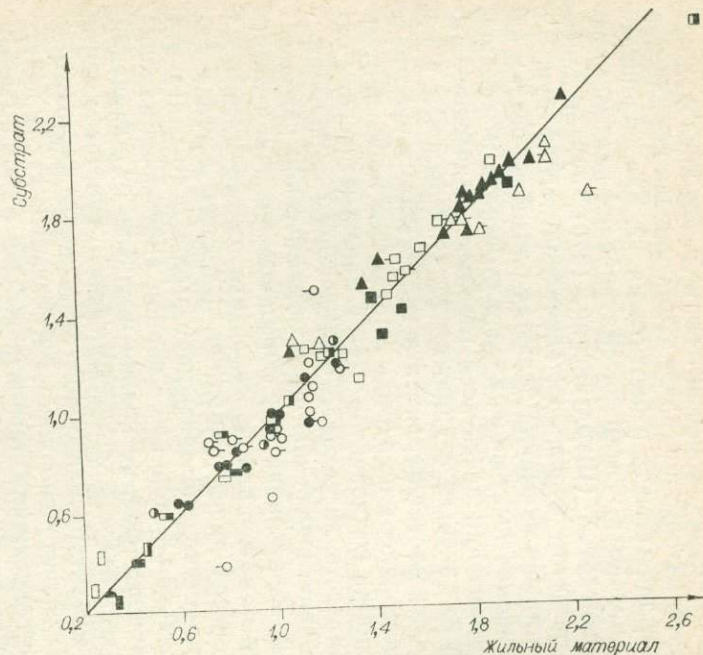


Рис. 18. Соотношение формульных количеств закисного железа в одноименных минералах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.

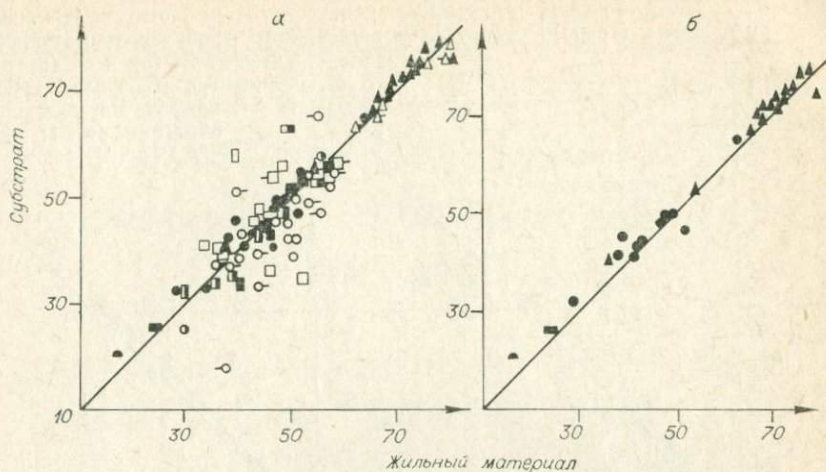


Рис. 19. Соотношение $\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$ в одноименных минералах субстрата и жильного материала в различных типах мигматитов (а) и в гранатсодержащих мигматитах с рассеянным гранитным материалом (б). Усл. обозн. см. рис. 17.

разновременностью субстрата и жильного материала и более высокой температурой образования последнего. Ниже будет показано, что, судя по коэффициентам распределения магния между темноцветными минералами, температуры формирования минеральных парагенезисов в субстрате и жильном материале чаще либо близки, либо в первом несколько ниже, чем в субстрате. Это хорошо согласуется с образованием парагенезисов жильного материала путем кристаллизации анатектического расплава и, как и другие данные, не позволяет разрывать процессы образования жильного материала и субстрата.

Причина понижения железистости темноцветных минералов в жильном материале гранатсодержащих мигматитов, видимо, такая же, как и причина увеличения роли безводных минералов в его темноцветной составляющей. Это должно быть обусловлено преимущественной кристаллизацией в жильном материале (в связи с более благоприятными условиями

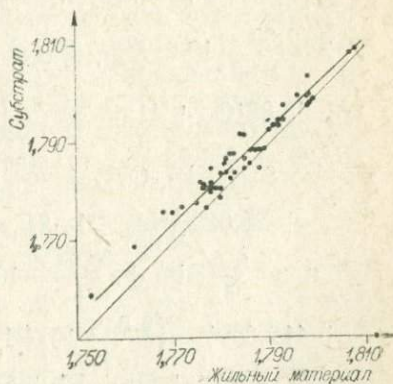
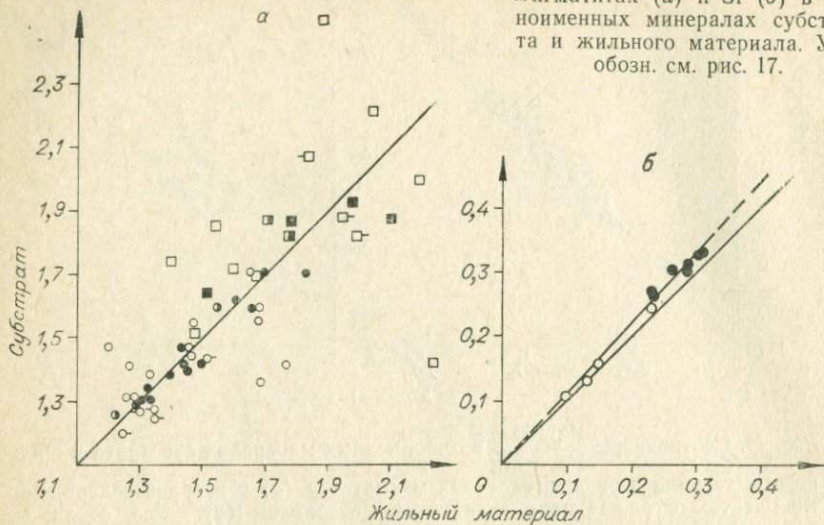
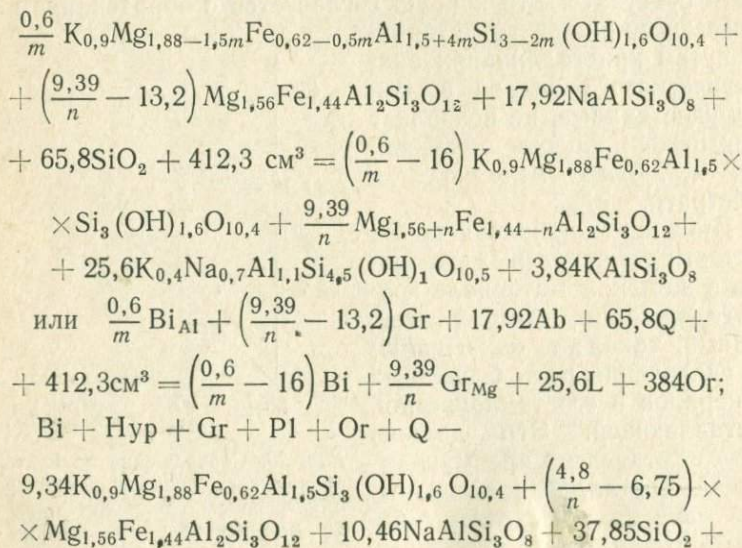


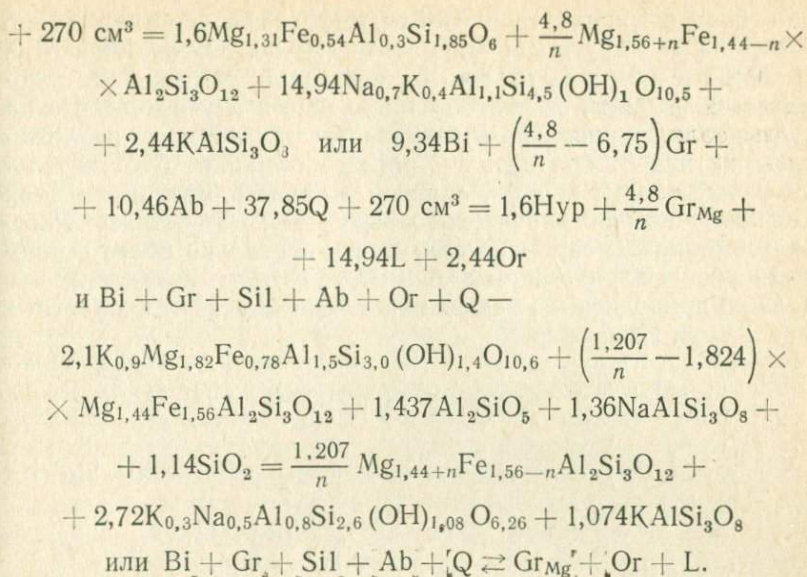
Рис. 20. Соотношение показателей преломления граната в субстрате и рассеянном гранитном материале мигматитов. Усл. обозн. см. рис. 17.

Рис. 21. Соотношение формульных количеств Ti в биотитах (кружки) и амфиболах (точки) субстрата и рассеянного гранитного материала в мигматитах (а) и Si (б) в одноименных минералах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.



роста) минералов, накапливающихся в ходе реакций плавления, частично — несколько более интенсивной дегидратацией расплавом его парагенезисов (Шкодзинский, 1973₃). В обоих случаях в гранатсодержащих ассоциациях должны формироваться более магниевые минералы, что видно из реакций в ассоциациях $Bi + Gr + Pl + Or + Q$ —





Пониженная железистость граната наблюдается только в мелких телах жильного материала, находящихся в тесном взаимодействии с субстратом. В крупных (0,3 м и более) лучше обособленных и более лейкократовых жилах гранат часто более железистый, чем в субстрате. На состав граната в таких жилах, ввиду большей удаленности его зерен от субстрата, видимо, существенное влияние оказывает большая растворимость в расплаве альмандинового компонента по сравнению с пироповым.

Закономерная, хотя и небольшая разница в железистости темноцветов в субстрате и жильном материале рассматриваемых гранатосодержащих мигматитов свидетельствует о том, что темноцветные минералы в жильном материале не являются реликтами субстрата, как считает ряд исследователей (например, Крылова и др., 1972). На это указывает и то, что в жильном материале темноцветы обычно образуют более крупные, чем в субстрате зерна, гранаты здесь чаще всего более однородны по показателям преломления.

Закономерные небольшие различия в железистости темноцветных минералов в субстрате и жильном материале наблюдаются и в других по составу мигматитах с рассеянным гранитным жильным материалом.

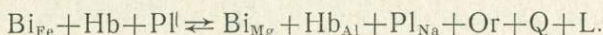
Явление понижения железистости темноцветных минералов в жильном материале хорошо заметно в мигматитах, сложенных ассоциацией $\text{Hb} + \text{Bi} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q}$. Так, в мигматите р. Голам (см. табл. 9, 10, № 46, 47) общая железистость роговой обманки в субстрате равна 56,2, в жильном материа-

ле — 55,2, в мигматите р. Олёкмы (№ 53,54) соответственно 50,8 и 50,3, в другом ее мигматите (№ 58, 59) — 51,9 и 51,6.

Роговые обманки обычно беднее водой, чем сосуществующие с ними биотиты, поэтому плавление в случае недостатка воды должно приводить к частичному или полному разложению биотита с образованием роговой обманки. Действительно, в темноцветной составляющей жильного материала доля амфибола обычно значительно выше, чем в субстрате. Роговая обманка одновременно является и несколько более феррофильным минералом, чем биотит, поэтому накопление ее должно приводить к уменьшению железистости темноцветных минералов. Например,

$$\begin{aligned} & \left(1,269 + \frac{0,081}{n}\right) K_{0,9}Mg_{1,25}Fe_{1,25}Al_{1,5}Si_{2,9}(OH)_2 O_{10} + \\ & + \left(\frac{2,1}{m} - 1,372\right) Na_{0,5}K_{0,25}Ca_{1,8}Mg_{2,16}Fe_{2,34}Al_2Si_{6,67}(OH)_2 O_{22} + \\ & + \frac{1,337}{k} Na_{0,7-k}Ca_{0,3+k}Al_{1,3+k}Si_{2,7-k}O_8 = \\ & = \frac{0,081}{n} K_{0,9}Mg_{1,25+n}Fe_{1,25-n}Al_{1,5}Si_{2,9}(OH)_2 O_{10} + \\ & + \frac{2,1}{m} Na_{0,5}K_{0,25}Ca_{1,8}Mg_{2,16-0,24m}Fe_{2,34-0,26m}Al_{2+m}Si_{6,67-0,5m} \times \\ & \times (OH)_2 O_{22} + \left(\frac{1,337}{k} - 3,776\right) N_{0,7}Ca_{0,3}Al_{1,3}Si_{2,7}O_8 + \\ & + 0,597K_{0,7}Na_{0,3}AlSi_3O_8 + 0,978SiO_2 + \\ & + 1,47K_{0,48}Na_{0,31}Al_{0,79}Si_{2,58}(OH)_{0,2} O_{6,62} \end{aligned}$$

(n , m и k — приращения соответственно содержаний магния в биотите, алюминия в роговой обманке, анортитовой составляющей в плагиоклазе) или



В мигматитах, сложенных ассоциацией $Vi + Pl + Or + Q$, биотит — единственный темноцветной минерал, поэтому здесь невозможны большие изменения его железистости в процессе анатексиса. Действительно, в мигматите р. Ыллымах (см табл. 9, 10, № 38, 40) железистости биотита в субстрате и жильном материале очень близки (33,3 и 33,6); в мигматите р. Олекмы (№ 51, 52) — 64,9 и 64,7. В этой ассоциации, однако, как ни в какой другой более полиминеральной, железистость биотита зависит от неравномерностей первичного распределения магния и железа в породе. Видимо, с такой неравномерностью связана заметно более высокая железистость биотита в жильном материале (46,1) по сравнению с субстратом (42,0) в другом мигматите р. Олекмы (см. табл. 9, 10, № 55, 56).

Соотношение содержаний алюминия в одноименных минералах субстрата и жильного материала в мигматитах различных типов показано на рис. 22. В мигматитах с рассеянным гранитным жильным материалом количество алюминия в минералах субстрата и жильного материала наиболее близко. Биотиты в жильном материале гранатсодержащих мигматитов чаще всего содержат несколько больше алюминия, чем в субстрате, амфиболы в амфибол-биотитовых мигматитах в двух случаях из трех также несколько обогащены алюминием. Это хорошо согласуется с выше приведенной реакцией плавления при недостатке воды в ассоциации $Hb + Bi + Pl + Oг + Q$. В одном случае роговая обманка жильного материала содержит меньше алюминия, чем в субстрате. Возможно, это связано с несколько иным течением реакции плавления, чем приведенная выше (например, с изменением количества щелочей, кальция или других компонентов). Недостаток анализов минералов из ассоциирующихся субстрата и жильного материала, мало изученные закономерности распределения алюминия между роговой обманкой, биотитом и расплавом не позволяют, однако, однозначно решить вопрос о закономерностях, управляющих соотношениями содержаний алюминия. Это относится и к соотношениям других компонентов, за исключением рассмотренных выше содержаний магния и железа.

Содержания кремнекислоты в одноименных минералах субстрата и рассеянного гранитного жильного материала также очень близки (см. табл. 9, 10, рис. 21, б), при этом биотиты в жильном материале чаще всего содержат немного больше кремнекислоты (в среднем на 0,02—0,03 формульных количеств) чем в субстрате. Аналогичная тенденция, но менее выраженная наблюдается, видимо, и в амфиболах.

Количество титана в амфиболах и биотитах субстрата и жильного материала в рассматриваемых мигматитах близко, но в субстрате эти минералы чаще немного (в среднем на 0,01—0,02 формульных количеств) богаче данными компонентами (рис. 21а). Это связано, очевидно, с очень слабой

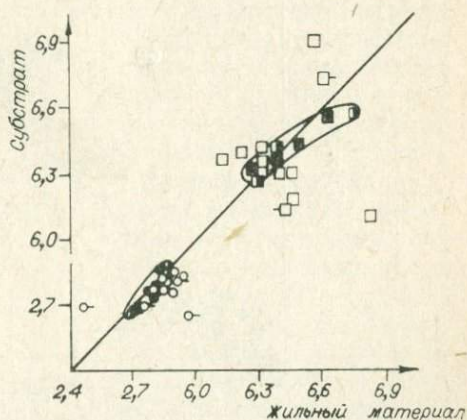


Рис. 22. Соотношение формульных количеств Al в одноименных минералах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.

растворимостью титана в расплаве, вследствие чего к темноцветным минералам, кристаллизовавшимся в расплаве за счет минералов субстрата (разрушавшихся в ходе реакций плавления), поступало меньше титана, чем к этим же минералам, кристаллизовавшимся в субстрате в непосредственной близости от разрушавшихся титаносодержащих минералов (биотита, амфибола).

Содержание трехвалентного железа в одноименных минералах субстрата и рассеянного гранитного жильного материала близки, но отклонения от полного равенства более значительны и разнородны по величине и знаку, что, видимо, связано с меньшей точностью определения Fe_2O_3 в химических анализах (см. табл. 9, 10, рис. 23). Роговая обманка в трех случаях из четырех изученных содержит в субстрате больше трехвалентного железа, чем в жильном материале. Роговые обманки обычно богаче окисным железом, чем сосуществующие биотиты (рис. 24), поэтому накопление в процессе анатексиса амфибола приводит чаще всего к обеднению темноцветных минералов Fe_2O_3 .

Распределение трехвалентного железа между гранатом и биотитом часто различно в субстрате и жильном материале, что сильно затрудняет расчет наиболее вероятных изменений в содержании окисного железа в темноцветных минералах при процессах плавления (см. табл. 9, 10). В 6 случаях

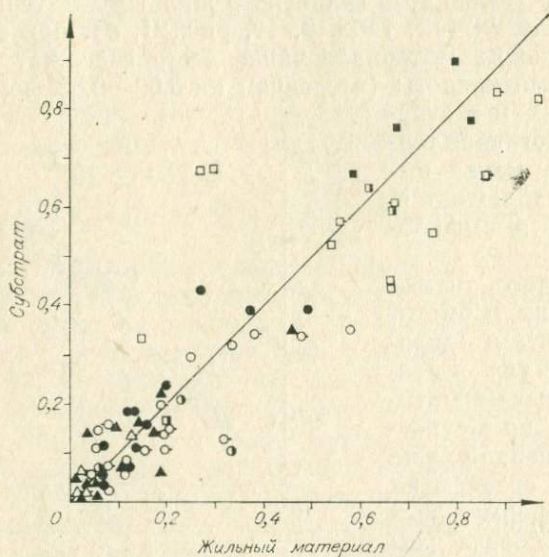


Рис. 23. Соотношение формульных количеств Fe^{3+} в одноименных минералах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.

биотиты гранатсодержащих мигматитов беднее Fe_2O_3 в жильном материале, в трех — богаче.

Содержание кальция в одноименных минералах субстрата и рассеянного гранитного жильного материала также близко (рис. 25). В трех случаях роговые обманки из мигматитов с ассоциацией $Hb+Bi+Pl+Og+Q(\pm Pm)$ содержат в субстрате на 0,01—0,1 формульных количеств кальция больше, чем в жильном материале; в одном случае содержания кальция равны. Некоторое обеднение амфиболов кальцием в жильном материале связано, видимо,

с тем, что амфибол более высококальциевый минерал, чем биотит, поэтому замещение последнего роговой обманкой в процессе анатексиса при недостатке воды приводит к понижению содержания в нем кальция. Количество кальция в гранатах субстрата и жильного материала в шести случаях практически равно, в трех оно несколько выше в субстрате, в шести — в жильном материале. Клинопироксен в жильном материале пироксеновых мигматитов р. Сутам (см. табл. 9, 10, № 43) содержит кальция на 0,102 формульных количеств меньше, чем в субстрате (№ 41). Это, видимо, обусловлено понижением кальциевости минералов при замещении роговой обманки клинопироксеном (более кальциевым минералом) в процессе анатексиса.

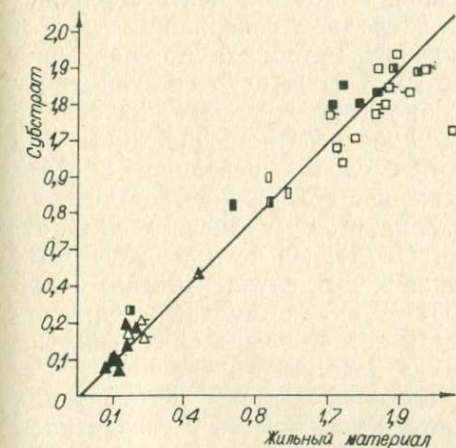


Рис. 25. Соотношение формульных количеств Са в амфиболах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.

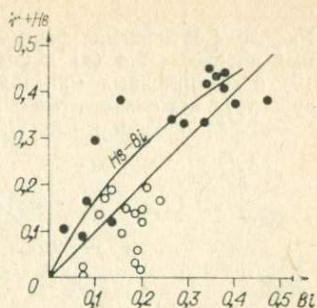
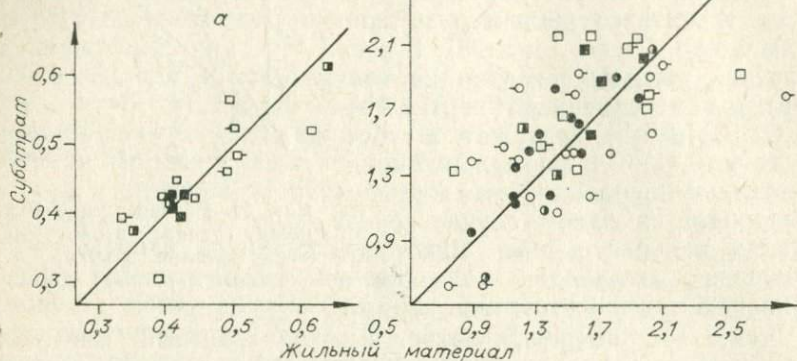


Рис. 24. Распределение F^{3+} между гранатом и биотитом (незачерненные точки) и биотитом и роговой обманкой.

Содержания натрия в одноименных минералах субстрата и жильного материала практически равны (рис. 26, а) в очень небольших (до 0,023 формульных количеств в роговых обманках) различиях не установлено каких-либо закономерностей.

Содержание калия в биотитах гранатсодержащих мигматитов в 9 случаях из 13 в жильном материале на 0,002—0,055 формульных количеств выше, чем в субстрате. Это естественно в случае анатектического образования

Рис. 26. Соотношение формульных количеств Na (а) и OH^{-1} (б) в одноименных минералах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.



жильного материала в условиях недостатка воды и должно быть связано с некоторым увеличением калиевости при замещении не содержащим калия гранатом биотита в процессе дегидратации последнего расплавом. Амфиболы в субстрате и жильном материале содержат практически одинаковое количество калия.

Отклонения от полного равенства в содержаниях воды в темноцветных минералах субстрата и жильного материала наиболее значительны, для биотитов они достигают 0,425 формульных количеств, что, видимо, связано с малой точностью химических анализов в отношении этого компонента. Наблюдается тенденция пониженного в среднем содержания воды в темноцветных минералах жильного материала по сравнению с субстратом (рис. 26, б). Так, в 9 из 13 случаев существует заметное обеднение водой биотитов жильного материала и лишь в 4 — противоположное соотношение. Отклонение от равенства в последнем случае невелико (0,12 и 0,45 вес. %). Несколько пониженное содержание воды в биотитах жильного материала мигматитов Алданского щита отмечали М. Д. Крылова и др. (1972). Из четырех изученных пар роговых обманок последние в трех случаях беднее водой в жильном материале на 0,031—0,469 формульных количеств и лишь в одном случае на 0,119 богаче водой. Обеднение водой биотита и роговой обманки рассеянного гранитного материала свидетельствует о большей степени дегидратации темноцветных минералов в нем и согласуется с увеличением роли безводных минералов в темноцветной составляющей и уменьшением железистости граната в жильном материале.

Содержания фтора в биотитах и роговых обманках в субстрате и жильном материале рассматриваемых мигматитов

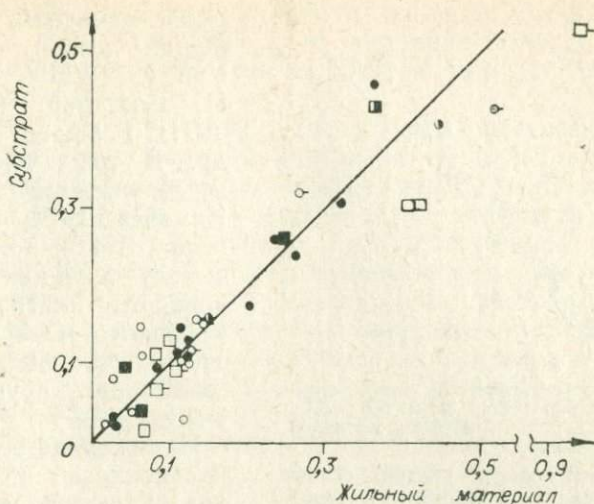


Рис. 27. Соотношение формульных количеств F в одноименных минералах субстрата и жильного материала. Усл. обозн. см. рис. 17.

примерно равны (рис. 27), в небольших отклонениях от полного равенства не установлено каких-либо тенденций.

Количества марганца в одноименных минералах субстрата и жильного материала также очень близкие (рис. 28), за исключением двух пар гранатов. В одной из них (см. табл. 9, 10, № 7, 8) содержание марганца в гранате в жильном материале на 0,039 формульных количеств меньше, а в другой (№ 35, 36), наоборот, на 0,048 больше, чем в субстрате. Это не подтверждает данные М. Д. Крыловой и др. (1972) о повышенном содержании марганца в гранатах жильного материала.

Основность плагиоклаза в субстрате и жильном материале примерно равна, при кислом составе плагиоклаза отклонения от полного равенства чаще наблюдаются в сторону повышенного содержания анортитовой составляющей в плагиоклазе жильного материала, при более основном составе — в противоположную сторону (рис. 29). Близость состава плагиоклаза в субстрате и жильном мате-

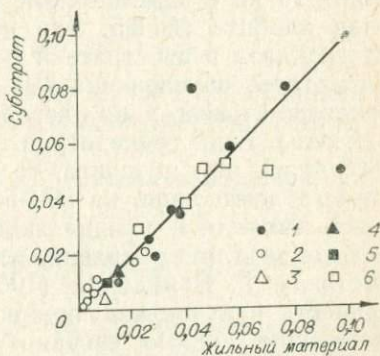


Рис. 28. Соотношение формульных количеств Mn в одноименных минералах субстрата и жильного материала в мигматитах с рассеянным гранитным материалом.

1 — гранаты; 2 — биотиты; 3 — кордиериты; 4 — гиперстены; 5 — клинопироксены; 6 — амфиболы.

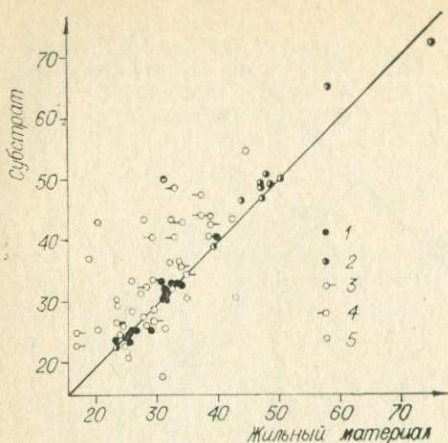


Рис. 29. Соотношение средних основностей плагиоклаза в субстрате и рассеянном гранитном (1), рассеянном негранитном (2), конформном гранитном (3) и конформном гранито-гнейсовом (4) и секущем гранитном жильном материале (5).

и альбитового компонентов в расплаве по сравнению с сосуществующим плагиоклазом. Однако разница в основности плагиоклаза между субстратом и жильным материалом значительно меньше, чем можно было бы предполагать, исходя из экспериментов по плавлению. При андезине № 40 в субстрате гранитный материал содержит в среднем андезин № 38, тогда как в экспериментах Д. Х. Лидсли в сухих условиях при давлении 10 кб с андезином № 40 в равновесии находится расплав альбита № 8,5. Эта пониженная разница основности плагиоклаза в субстрате и рассеянном гранитном материале мигматитов обусловлена тем, что в них выплавляется кварц-полевошпатовый, а не плагиоклазовый расплав, как в экспериментах. Если температура плавления альбита более чем на 300° ниже, чем анортита, то альбит-кварц-ортоклазового минимума всего лишь на $50\text{--}55^\circ$ ниже анортит-кварц-ортоклазовой эвтектики. Общие закономерности изменения состава плагиоклаза при плавлении кварц-полевошпатовых пород рассмотрены Г. Винклером (1969). Несколько повышенная основность плагиоклаза при его кислых составах в жильном материале, видимо, связана с существованием минимума на котектической кривой анортит-альбит-ортоклаз-кварц-расплав, которому в условиях Алданского щита соответствует, вероятно, плагиоклаз № 25—33.

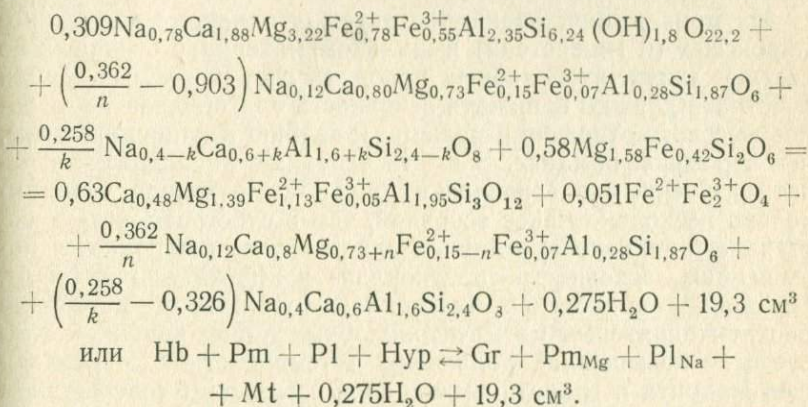
Мигматитоподобные образования с рассеянным негранитным жильным материалом. Для этих пород, как и для рассмотренных мигматитов, характерна близость состава одно-

риале отмечали В. А. Бабошин (1966), А. Дж. Уайт (White, 1966), П. Блаттнер (Blattner, 1971), Г. Менерт (1971) и др. В тоже время ряд исследователей (Равич, Каменев, 1972; Крылова и др., 1972) приходят к выводу о пониженной основности плагиоклаза в жильном материале. В этом случае, видимо, имеются в виду другие типы мигматитов.

Пониженная основность плагиоклаза в рассеянном гранитном материале объясняется хорошо известным (Линдсли, 1971; и др.) более низким соотношением анортитового

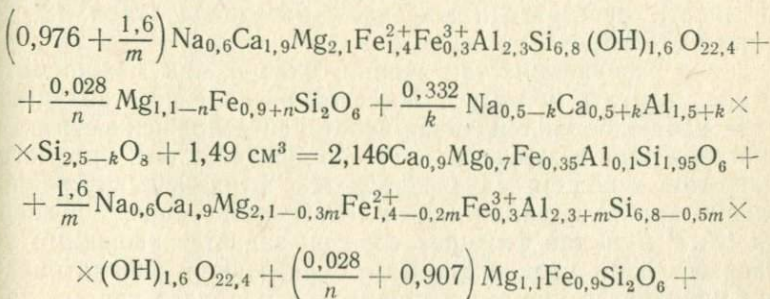
именных минералов в субстрате и жильном материале, что указывает на приближение их к состоянию внутреннего физико-химического равновесия и образование путем дифференциации (табл. 11, 12).

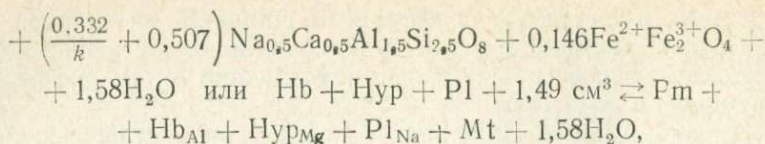
В небольших отклонениях состава темноцветных минералов в субстрате и жильном материале от полной идентичности не устанавливается закономерностей. Увеличение роли безводных минералов в темноцветной составляющей жильного материала свидетельствует о преимущественном накоплении в нем продуктов реакций прогрессивного метаморфизма и определяет разницу в составе минералов субстрата и жильного материала, соответствующую направлению этих реакций. В некоторых случаях такая закономерная разница существует. Так, появление граната в жильном материале в основном кристаллическом сланце р. Гонам (см. табл. 11, 12, № 8—13) должно приводить к понижению железистости темноцветных минералов



В данной породе биотит в жильном материале действительно менее железистый, чем в субстрате (общая железистость его соответственно 55,4 и 58,3).

Накопление клинопироксена и гиперстена в жильном материале, как следует из реакции





должно уменьшать железистость темноцветных минералов. В основном кристаллическом сланце р. Ыллымах (табл. 11, 12, № 20, 22) гиперстен и биотит в жильном материале действительно менее железистые, чем в субстрате. Амфибол несколько более железистый, как и гиперстен в основных мигматитоподобных породах р. Алдан (см. табл. 11, 12, № 2). Это связано, очевидно, с разной относительной подвижностью химических компонентов в породах разного химического состава и различных условий метаморфизма.

Плаггиоклаз в жильном материале и субстрате рассматриваемых образований также близок по составу (см. рис. 29).

Из приведенной реакции следует, что накопление клинопироксена (и гиперстена) в жильном материале основных по составу мигматитоподобных пород за счет роговой обманки субстрата должно понижать основность плаггиоклаза из-за более высокого отношения кальция к натрию в клинопироксене, чем в роговой обманке. В шести основных мигматитах из девяти изученных плаггиоклаз в жильном материале действительно несколько менее основной, чем в субстрате, в двух составах его одинаковы и лишь в одном случае наблюдается повышенная основность плаггиоклаза в жильном материале. Небольшое покисление плаггиоклаза в жильном материале биотит-жедритовых мигматитоподобных пород хорошо согласуется с повышенной ролью его в темноцветной составляющей жедрита и граната—минералов с бóльшим содержанием кальция, чем биотит.

Составы одноименных минералов в субстрате и жильном материале мигматитов с конформными гранитными телами значительно больше различаются, чем в мигматитах двух предыдущих типов, что свидетельствует о внутренней химической неравномерности большинства из них и генетической разнородности субстрата и жильного материала (табл. 13, 14, см. рис. 17—29).

Такие различия не так велики, однако, как можно было бы предполагать, наряду с заметной разницей состава минералов наблюдается тенденция некоторой сопряженности в содержании ряда компонентов. Это объясняется тем, что состав минералов в общем случае является функцией внутренних условий кристаллизации (химический состав пород) и внешних (T , P и состав флюида, если он задается внешними условиями). При предполагаемом образовании рассматриваемых мигматитов путем переплавления наиболее кислых про-

Химические анализы минералов из мигматитоподобных пород с рассеянным негранитным жильным материалом

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	41,82	49,92	50,40	48,42	49,34	50,65	49,84	35,76	51,15	35,68	49,20	40,75	50,74	50,30	50,40
TiO ₂	1,58	0,20	0,13	1,40	0,29	0,27	1,55	6,17	0,68	5,11	0,19	He обн.	0,52	0,45	0,30
Al ₂ O ₃	11,94	1,07	1,43	14,83	1,68	1,88	14,81	13,62	18,74	13,18	1,46	19,81	18,31	2,67	1,68
Fe ₂ O ₃	1,81	1,67	1,72	1,06	1,15	0,72	He обн.	3,14	2,14	4,25	3,40	1,12	2,70	0,04	4,19
FeO	16,14	30,30	14,20	12,33	30,60	14,30	12,06	19,47	6,73	18,83	29,11	24,56	8,72	28,53	23,71
MnO	0,17	0,48	0,23	0,20	0,36	0,37	0,24	0,05	0,13	0,06	0,60	1,15	0,24	0,44	0,50
MgO	8,56	15,16	11,32	6,48	14,50	10,72	5,58	10,13	4,14	10,10	13,68	4,22	4,17	14,08	16,29
CaO	11,39	1,36	20,00	11,12	1,52	20,34	11,71	0,30	10,67	0,45	1,35	6,52	9,31	2,33	2,24
Na ₂ O	2,00	0,05	0,28	2,66	0,08	0,38	2,70	0,13	2,85	0,11	0,10	0,22	2,60	0,40	0,40
K ₂ O	0,89	0,01	0,02	0,51	0,04	0,07	0,39	8,75	1,28	8,45	0,12	0,47	1,21	0,19	0,13
H ₂ O ⁻	0,14	—	—	0,16	—	0,26	0,12	He обн.	0,18	He обн.	0,04	0,12	0,12	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁺	1,78	0,35	0,45	0,70	0,75	0,39	0,73	2,33	0,95	2,59	0,64	0,64	1,17	0,81	0,74
P ₂ O ₅	1,07	—	—	0,25	—	0,40	0,21	0,19	0,30	0,24	0,19	0,17	0,28	0,10	0,19
F	0,26	—	—	—	—	—	—	0,61	—	0,61	—	—	—	—	—
Сумма	99,30	99,87	100,18	99,96	100,31	100,49	99,82	100,39	99,76	99,40	100,04	99,63	99,97	100,34	100,77

Компонент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	36,56	45,14	36,60	46,04	37,97	42,16	52,34	38,18	52,48	42,14	51,11	42,74	42,81	36,66	49,30
TiO ₂	1,80	1,08	1,76	0,96	4,64	2,00	0,13	4,08	0,26	2,68	0,38	1,97	2,03	2,18	0,41
Al ₂ O ₃	18,45	10,99	17,69	9,76	13,56	10,45	1,35	12,59	3,13	10,03	3,36	9,58	9,51	16,41	8,44
Fe ₂ O ₃	1,28	1,53	1,20	1,82	1,84	5,27	1,23	5,98	0,49	5,97	4,01	5,63	5,52	2,27	1,84
FeO	14,55	20,90	15,25	22,30	9,89	8,35	19,05	7,79	17,60	8,35	4,85	9,77	9,63	15,03	20,66
MnO	0,05	0,31	0,04	0,31	0,10	0,13	0,32	0,06	0,37	0,14	0,20	0,18	0,20	0,03	0,09
MgO	14,00	14,58	14,32	14,34	19,11	14,58	23,76	17,66	24,16	14,50	13,81	12,56	13,16	14,23	16,08
CaO	0,68	1,48	0,45	0,90	0,30	11,70	0,90	0,30	1,36	12,26	21,46	11,81	11,81	0,23	0,75
Na ₂ O	0,89	1,33	0,91	1,23	0,12	1,49	0,03	0,24	0,09	1,41	0,71	1,78	1,90	0,40	0,69
K ₂ O	7,78	0,54	7,83	0,32	9,63	1,76	0,27	9,56	0,05	1,51	0,17	1,72	1,73	7,83	0,12
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,14	—	—	0,06	—	—	0,09	He обн.	He обн.	0,11	He обн.
H ₂ O ⁺	4,25	2,60	4,15	2,40	1,32	1,60	0,48	1,94	0,38	1,20	0,36	1,29	1,42	3,99	1,89
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	—	—	0,11	—	—	0,04	0,04	0,04	0,16	0,16
F	—	—	—	—	1,70	—	—	1,89	—	—	—	0,90	0,78	0,09	He обн.
Сумма	100,29	100,48	100,20	100,38	99,53	99,49	99,86	99,59	100,37	100,19	100,46	99,59	100,21	99,48	100,43

Примечание. Все анализы из пород Алданского щита. 1—4 — Hb, Нур, Pm из субстрата и субстрат, Pm+Hур+Hb+Pl₄₈₋₄₉, обр. В-74-13; 5—7 — Нур, Pm из жильного материала и жильный материал, Pm+Hур+Hb+Pl₄₈₋₄₉, обр. В-74-14; правый берег р. Алдан в 2 км ниже устья р. Нимгеркан; 8, 9 — Вi из субстрата и субстрат, Pm+Hур+Bi+Hb+Pl₄₈₋₅₂, обр. В-150-2; 10—13 — Вi, Нур, Gr из жильного материала и жильный материал, Bi+Hур+Pm+Gr+Q+Pl₄₈₋₅₂, обр. В-150-3; левый берег р. Гонам в 8 км ниже устья р. Монькр. 14 — Нур из субстрата, Pm+Hур+Hb+Pl₄₈, обр. В-163-11, 15 — Нур из жильного материала, Pm+Hур+Hb+Pl₄₈, обр. В-163-12; левый берег р. Гонам в 2 км ниже устья р. Нингам; 16, 17 — Вi и Gd из субстрата, Bi+Gd+Gr+Q+Pl₄₈, обр. В-215-3а; 18, 19 — Вi и Gd из жильного материала, Bi+Gd+Gr+Q+Pl₄₂₋₅₁, обр. В-215-4а; правый берег р. Чуги в 13 км выше устья р. Нелюки; 20—22 — Вi, Hb и Нур из субстрата, Pm+Hур+Hb+Bi+Q+Pl₄₈₋₄₉, обр. В-247а; 23—26 — Вi, Нур, Hb и Pm из жильного материала, Pm+Hур+Hb+Bi+Q+Pl₄₈₋₄₉, обр. В-247б; левый берег р. Прав. Ыллымах в 0,8 км ниже устья руч. Каталах; 27 — Hb из субстрата, Pm+Hур+Hb+Bi+Q+Pl₄₈₋₄₉, обр. В-262-б; правый берег р. Большой Ыллымах в 8 км ниже устья р. Юкунгра; 28 — Hb из жильного материала, Pm+Hур+Hb+Pl₄₈₋₄₉, обр. В-355-4; левый берег р. Олекмы в 5,5 км ниже устья руч. Нижний Чокчей. Химики-аналитики Института геологии ЯФ СО АН СССР; 1, 6, 8—13, 23, 29—3. Ф. Паринова; 14, 15, 26—28, 30 — Д. А. Кулагина; 4, 7, 20 — Е. Б. Галайская. Химики-аналитики Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР; 2—4, 16—19 — Е. Е. Зевелева; 21, 22, 24, 25 — В. Д. Бугрова.

Коэффициенты кристаллохимических формул минералов из мигматитоподобных пород с рассеянным негранитным жильным материалом

Компонент	1	2	3	5	6	8	10	11	12	14	15	16	17
Si	6,390	1,948	1,966	1,884	1,944	2,853	2,795	1,943	3,000	1,956	1,931	2,680	6,588
Ti	0,182	0,006	0,004	0,009	0,008	0,312	0,301	0,005	—	0,013	0,009	0,099	0,118
Al ^{IV}	1,428	0,046	0,036	0,078	0,048	0,835	0,904	0,052	—	0,031	0,060	1,221	1,294
Al ^{VI}	0,723	0,003	0,021	—	*0,037	0,421	0,313	0,016	1,950	0,091	0,016	0,374	0,597
Fe ³⁺	0,207	0,049	0,051	0,064	0,021	0,206	0,231	0,102	0,071	0,001	0,121	0,070	0,168
Fe ²⁺	2,062	0,989	0,463	0,982	0,459	1,300	1,234	0,961	1,738	0,927	0,760	0,892	2,545
Mn	0,022	0,016	0,007	0,011	0,012	0,003	0,004	0,020	0,081	0,015	0,016	0,003	0,039
Mg	1,949	0,882	0,658	0,825	0,613	1,066	1,179	0,805	0,533	0,815	0,930	1,529	3,171
Ca	1,865	0,057	0,836	0,062	0,837	0,038	0,037	0,057	0,589	0,097	0,092	0,053	0,232
Na	0,593	0,004	0,021	0,006	0,028	0,020	0,017	0,008	—	0,030	0,030	0,127	0,377
K	0,173	—	0,001	0,002	0,002	0,891	0,842	0,006	—	0,008	0,006	0,728	0,100
OH	1,760	—	—	—	—	1,075	1,353	—	—	—	—	2,078	2,531
F	0,134	—	—	—	—	0,154	0,151	—	—	—	—	—	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	53,8	53,6	43,9	55,8	43,9	58,3	55,4	57,3	77,4	63,2	48,6	38,6	46,2

Компонент	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Si	2,698	6,760	2,858	6,276	1,945	2,855	1,920	6,283	1,913	6,414	6,378	2,732	7,153
Ti	0,097	0,105	0,262	0,224	0,004	0,229	0,007	0,300	0,011	0,221	0,228	0,122	0,044
Al ^{IV}	1,205	1,135	0,880	1,500	0,051	0,816	0,073	1,417	0,076	1,165	1,394	1,146	0,803
Al ^{VI}	0,332	0,554	0,323	0,334	0,001	0,293	0,062	0,346	0,073	0,529	0,278	0,296	0,645
Fe ³⁺	0,066	0,201	0,101	0,590	0,034	0,336	0,013	0,670	0,112	0,636	0,619	0,127	0,200
Fe ²⁺	0,940	2,738	0,623	1,039	0,592	0,487	0,538	1,041	0,151	1,226	1,200	0,936	2,508
Mn	0,003	0,039	0,007	0,016	0,010	0,004	0,011	0,018	0,007	0,023	0,025	0,002	0,001
Mg	1,573	3,137	2,143	3,235	1,316	1,968	1,317	3,222	0,748	2,809	2,932	1,580	3,479
Ca	0,035	0,141	0,024	1,898	0,036	0,024	0,053	1,958	0,861	1,898	1,884	0,018	0,116
Na	0,130	0,349	0,019	0,429	0,002	0,036	0,005	0,407	0,049	0,519	0,638	0,057	0,194
K	0,736	0,060	0,925	0,335	0,006	0,912	0,002	0,288	0,009	0,329	0,328	0,744	0,021
OH	2,040	2,350	0,664	1,589	—	0,970	—	1,193	—	1,290	1,412	1,983	1,832
F	—	—	0,405	—	—	0,447	—	—	—	0,427	0,368	0,022	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	40,3	48,3	25,2	33,8	32,2	29,4	29,5	34,6	26,1	34,9	39,4	40,2	43,8

Химические анализы минералов и пород из мигматитов с конформными гранитными телами

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	49,76	40,01	36,60	36,42	38,98	49,00	38,04	42,50	40,04	36,91	40,74	67,32	36,46
TiO ₂	0,30	Сл.	5,45	4,07	0,05	0,14	2,15	1,69	0,15	6,00	0,10	0,72	5,81
Al ₂ O ₃	1,32	21,25	15,02	14,59	20,92	5,60	15,79	9,85	20,46	16,06	20,88	14,21	16,21
Fe ₂ O ₃	4,37	0,36	3,35	3,15	0,49	2,34	0,96	6,35	3,15	1,30	0,22	1,38	1,24
FeO	30,61	26,34	13,34	15,16	26,74	23,42	10,44	10,29	26,78	13,84	26,48	4,96	13,31
MnO	0,51	0,98	0,05	0,09	1,34	0,41	He обн.	0,27	1,98	He обн.	0,27	0,04	He обн.
MgO	10,20	8,44	14,23	13,10	9,05	18,88	18,01	12,09	4,05	14,24	7,91	2,94	13,17
CaO	0,72	1,94	0,57	1,14	1,66	0,43	0,66	11,45	1,80	0,30	1,82	2,16	0,90
Na ₂ O	0,45	0,17	0,20	0,22	0,13	0,12	0,34	1,67	0,21	0,27	0,11	2,70	0,33
K ₂ O	0,23	0,18	9,23	9,31	0,12	0,08	9,24	1,50	0,47	9,20	0,28	2,65	8,51
H ₂ O ⁻	He обн.	0,12	0,12	0,16	0,06	0,16	—	0,18	0,02	0,04	He обн.	He обн.	0,12
H ₂ O ⁺	1,00	0,47	1,20	1,41	0,46	0,43	3,30	1,98	0,39	2,35	0,29	0,30	3,19
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,11	0,11	0,18	0,18	0,03	0,20	0,20	0,08	0,10	0,34	0,08
F	—	—	0,98	1,20	—	—	0,40	0,40	—	0,21	—	—	0,87
Сумма	99,53	100,27	99,92	99,47	100,12	100,88	99,24	100,07	99,56	100,70	99,40	99,72	99,71

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	40,60	36,03	41,76	71,32	36,39	40,49	50,76	34,78	45,30	38,78	44,76	35,00	32,82
TiO ₂	0,14	5,16	0,13	0,06	5,95	0,15	0,10	3,09	1,00	2,35	1,34	3,16	3,70
Al ₂ O ₃	20,42	15,77	20,45	11,77	15,04	21,02	17,98	17,63	8,63	10,79	8,50	17,14	16,58
Fe ₂ O ₃	0,10	1,85	2,42	0,43	3,46	2,10	3,05	5,82	5,11	8,34	5,03	2,58	3,67
FeO	26,59	14,56	25,51	5,99	12,62	25,05	12,70	14,20	10,06	11,14	9,70	18,55	20,00
MnO	0,36	0,02	0,31	0,06	0,02	0,26	0,12	0,32	0,49	0,28	0,51	0,22	0,21
MgO	7,65	12,25	7,04	3,42	12,84	7,18	5,98	10,60	13,09	16,01	13,30	9,81	9,46
CaO	2,27	1,21	1,80	2,10	0,76	2,10	1,20	0,45	11,10	0,45	10,80	0,34	0,68
Na ₂ O	0,20	0,37	0,37	2,40	0,34	0,37	1,68	0,26	1,70	0,19	1,76	0,13	0,09
K ₂ O	0,48	8,35	0,33	1,48	9,15	0,50	5,87	9,58	1,19	9,33	1,37	9,47	7,06
H ₂ O ⁻	He обн.	0,25	He обн.	He обн.	0,29	0,05	He обн.	0,04	He обн.	He обн.	He обн.	—	—
H ₂ O ⁺	0,49	3,88	0,31	1,16	3,12	0,27	0,63	2,75	1,47	1,72	1,32	3,50	5,75
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,06	0,34	0,06	0,07	0,20	0,16	Сл.	0,04	Сл.	—	—
F	—	0,64	—	—	0,60	—	—	1,33	1,12	1,10	2,05	—	—
Сумма	99,44	99,88	100,49	100,53	100,10	99,56	100,27	100,41	99,79	100,06	99,58	99,90	100,02

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	36,34	36,67	42,18	41,50	41,72	36,58	42,40	35,63	41,72	35,45
TiO ₂	4,38	4,08	1,38	1,43	0,15	4,72	1,02	2,50	1,08	2,64
Al ₂ O ₃	16,21	13,25	11,40	11,03	20,83	16,18	11,16	13,83	10,84	13,90
Fe ₂ O ₃	2,13	5,59	5,83	7,25	3,21	3,66	7,34	5,77	7,75	6,71
FcO	13,48	11,52	13,74	13,44	23,79	12,20	12,37	15,10	12,29	15,19
MnO	0,19	0,16	0,35	0,33	0,23	Сл.	0,31	0,16	0,33	0,16
MgO	14,67	14,86	8,72	8,20	7,26	13,45	8,78	11,33	9,15	11,16
CaO	0,30	0,30	11,52	11,79	1,98	0,30	11,65	1,14	11,48	1,32
Na ₂ O	0,21	0,21	1,34	1,13	0,71	0,38	1,45	0,32	1,40	0,23
K ₂ O	9,53	9,24	1,22	1,18	0,34	9,51	1,24	8,71	1,25	8,48
H ₂ O ⁻	0,10	0,06	0,09	He обн.	He обн.	0,43	0,05	0,20	He обн.	0,56
H ₂ O ⁺	1,24	1,88	2,06	1,82	0,27	1,92	1,77	3,41	1,96	4,13
P ₂ O ₅	0,13	0,05	0,18	0,09	0,06	0,27	0,17	0,25	0,13	0,26
F	1,75	2,15	0,15	0,17	—	0,80	0,29	0,63	0,23	0,56
Сумма	99,83	99,33	100,01	99,26	100,53	99,63	99,83	98,96	99,52	100,19

Примечание. Все анализы из пород Адланского щита. 1 — Нур из чарнокита, Нур+Pl+Og+Q, обр. Д-18-1, левый берег р. Аддан в 1,2 км ниже устья руч. Улахан-Ыаргаах (коллекция Г. Д. Дамаскиной); 2, 3 — Gr и Вi из гнейса, Вi+Gr+Og+Q+Pl₃₆₋₃₇, обр. В-20-Г; 4—6 — Вi, Gr и Нур из гранита, Вi+Gr+Нур+Q+Pl₃₆₋₃₇, обр. В-20-е; левый берег р. Тимптон в 1,2 км ниже устья р. Аччыгый-Катынаах; 7 — Вi из основного кристаллического сланца, Pt+Нур+Вi+Pl, обр. В-21-д; 8 — Нb из гранита, Нb+Вi+Og+Q+Pl, обр. В-21-а; правый берег р. Тимптон в 2,7 км выше устья р. Номина; 9 — Gr из чарнокита, Вi+Нур+Gr+Og+Q+Pl, обр. В-76-18, правый берег р. Аддан в 6 км выше устья р. Чомполо; 10—12 — Вi, Gr из гнейса и гнейс, Вi+Gr+Нур+Og+Q+Pl₃₃₋₃₄, обр. В-138-1; 13, 14 — Вi и Gr из гранита, Вi+Gr+Нур+Og+Q+Pl₂₉, обр. В-138-2; правый берег р. Сутам в 10 км ниже устья р. Мохунка; 15—17 — Вi, Gr из гнейса и гнейс, Вi+Gr+Og+Q+Pl₃₂₋₃₄, обр. В-139; 18—20 — Вi, Gr из гранита и гранит, Вi+Gr+Og+Q+Pl₂₈₋₃₀, В-139-1; правый берег р. Сутам в 15 км ниже устья р. Мохунка; 21 — Вi из гнейса, Вi+Og+Og+Q+Pl₂₄₋₂₇, обр. 219а; 22 — Нb из гнейса, Pt+Нb+Вi+Q+Pl₂₂₋₂₄, обр. В-219; 23, 24 — Вi и Нb из гранита, Нb+Вi+Q+Og+Pl₁₆₋₁₇, обр. В-219-1; левый берег р. Чуги в 3 км выше устья р. Курум; 25 — Вi из гнейса, Вi+Q+Pl₂₄₋₂₆, обр. В-232-2; 26 — Вi из гранита, Вi+Og+Og+Q+Pl₂₂₋₂₄, обр. В-232-2а, левый берег р. Чуги в 3 км выше устья р. Курум; 27 — Вi из гнейса, Вi+Sp+Og+Pl₂₂₋₂₄, обр. В-258-а; 28 — Вi из гранита, Вi+Og+Q+Pl₂₂₋₂₄, обр. В-258-б; левый берег р. Большой Ыллымах в 0,4 км ниже устья р. Юкунгра; 29 — Нb из гнейса, Нb+Вi+Og+Q+Pl₂₇, обр. В-388-3а; 30 — Нb из гранита, Нb+Вi+Og+Q+Pl₂₉, обр. В-388-3б; правый берег р. Олемки в 2,5 км ниже о. Балабукта; 31, 32 — Gr и Вi из гнейсо-гранита, Вi+Gr+Og+Q+Pl, правый берег р. Тимптон в 14 км ниже устья р. Танграк; 33, 34 — Нb и Вi из шпидра в граните, Нb+Вi+Og+Q+Pl, обр. В-351-16; 35, 36 — Нb и Вi из гранита, Нb+Вi+Og+Q+Pl, обр. В-351-1а; правый берег р. Олемки в 1,5 км выше устья руч. Верхний Чокчой. Химики-аналитики Института геологии ЯФ СО АН СССР: 2—6, 8, 9, 28, 32, 34, 36 — З. Ф. Паринова; 1, 11, 14—16, 18—24, 29—31, 33, 35 — Д. А. Кулагина; 10, 13, 27 — Е. Б. Галайская; 12, 17 — М. А. Слепцова. Химики-аналитики Института геологии и геохронологии докембрия: 7 — С. Н. Васильева; 25, 26 — В. Д. Бугрова.

Коэффициенты кристаллохимических формул минералов из мигматитов с конформными гранитными телами

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	15	16	18
Si	1,995	3,000	2,808	2,832	2,995	1,856	2,830	6,351	2,991	2,766	2,994	2,794	2,991	2,683	2,991	2,725
Ti	0,009	—	0,340	0,237	0,005	0,041	0,120	0,190	0,009	0,338	0,006	0,334	0,009	0,289	0,009	0,335
Al ^{IV}	—	—	1,192	0,931	—	0,103	1,050	1,459	—	0,896	—	0,872	—	1,028	—	0,940
Al ^{VI}	0,057	1,990	0,166	0,407	1,934	0,121	0,323	0,277	2,016	0,522	1,930	0,592	1,988	0,356	1,987	0,387
Fe ³⁺	0,132	0,015	0,194	0,185	0,028	0,066	0,053	0,714	0,201	0,072	0,013	0,072	0,007	0,104	0,148	0,195
Fe ²⁺	1,025	1,756	0,856	0,986	1,759	0,742	0,642	1,286	1,871	0,867	1,736	0,853	1,838	0,907	1,755	0,790
Mn	0,017	0,062	0,003	0,006	0,090	0,013	—	0,034	0,140	—	0,018	—	0,024	—	0,019	—
Mg	0,607	1,000	1,627	1,519	1,057	1,066	1,976	2,694	0,504	1,590	0,924	1,566	0,942	1,359	0,865	1,433
Ca	0,031	0,168	0,047	0,095	0,142	0,018	0,053	1,835	0,160	0,023	0,009	0,073	0,201	0,097	0,158	0,061
Na	0,035	—	0,030	0,034	—	0,009	0,044	0,484	—	0,039	—	0,049	—	0,054	—	0,049
K	0,012	—	0,904	0,924	—	0,004	0,868	0,286	—	0,884	—	0,831	—	0,793	—	0,874
OH	—	—	0,614	0,732	—	—	1,621	1,978	—	1,174	—	1,631	—	1,928	—	1,558
F	—	—	0,119	0,125	—	—	—	0,010	—	0,049	—	0,210	—	0,151	—	0,142
Cl	—	—	—	—	—	—	0,049	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	65,5	63,9	39,2	43,5	62,8	42,9	26,1	42,6	80,4	37,1	65,4	37,0	66,2	42,6	68,6	40,7

Компонент	19	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Si	2,991	2,641	6,752	2,962	6,615	2,686	2,459	2,793	2,809	6,388	6,322	2,992	2,784	6,403	2,800	6,323	2,689
Ti	0,009	0,177	0,107	0,135	0,149	0,182	0,208	0,253	0,233	0,157	0,164	0,008	0,270	0,116	0,090	0,124	0,150
Al ^V	—	1,182	1,141	0,903	1,236	1,132	1,333	0,954	0,958	1,455	1,514	—	0,946	1,481	1,110	1,553	1,161
Al ^{VI}	2,017	0,396	0,381	0,068	0,245	0,418	0,131	0,514	0,239	0,373	0,467	2,009	0,506	0,416	0,619	0,390	0,082
Fe ³⁺	0,127	0,332	0,573	0,479	0,559	0,149	0,207	0,129	0,320	0,664	0,831	0,198	0,209	0,833	0,341	0,884	0,383
Fe ²⁺	1,709	0,902	1,254	0,712	1,110	1,191	1,253	0,867	0,731	1,740	1,712	1,625	0,776	1,564	0,924	1,557	0,963
Mn	0,019	0,021	0,063	0,018	0,063	0,014	0,014	0,013	0,010	0,045	0,043	0,016	—	0,040	0,011	0,004	0,010
Mg	0,872	1,200	2,910	1,823	2,929	1,113	1,056	1,681	1,686	1,969	1,862	0,886	1,526	1,977	1,324	2,066	1,262
Ca	0,181	0,037	1,773	0,037	1,710	0,028	0,054	0,025	0,024	1,869	1,924	0,174	0,024	1,855	0,096	1,863	0,105
Na	—	0,038	0,484	0,029	0,504	0,019	0,014	0,031	0,030	0,393	0,333	—	0,056	0,424	0,049	0,409	0,033
K	—	0,928	0,233	0,909	0,257	0,927	0,674	0,934	0,905	0,229	0,229	—	0,923	0,240	0,872	0,241	0,820
OH	—	1,393	1,469	0,877	1,300	1,792	2,874	0,636	0,953	2,081	1,849	—	0,976	1,783	1,984	1,982	2,090
F	—	0,319	0,528	0,266	0,958	—	—	0,426	0,517	0,072	0,081	—	0,192	0,082	0,156	0,111	0,134
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	67,8	50,8	38,6	39,5	36,3	54,7	52,0	37,2	38,4	55,1	57,7	67,3	39,1	54,8	48,5	53,6	51,6

слоев в метаморфических толщах минеральные парагенезисы субстрата и сверхэвтектические минералы жильного материала должны были формироваться при относительно близких внешних условиях, что должно ограничивать разницу в составе одноименных минералов (возникающую за счет разного химического состава субстрата и жильного материала) и приводить к явлению сопряженности в их составе. Последняя увеличивается за счет выдержанности некоторых особенностей химического состава в большом объеме метаморфических пород. В высокоглиноземистых толщах, например, более меланократовые и лейкократовые слои часто содержат один и тот же парагенезис, вследствие чего мигматиты, сформировавшиеся путем переплавления лейкократовых прослоев в этих толщах, могут в субстрате и гранитных телах иметь почти одинаковые по составу минералы.

В небольшой разнице состава темноцветных минералов в субстрате и гранитном материале для Na, K, Ca, Al, Si, Ti, и H₂O не обнаружено каких-либо тенденций.

Содержание трехвалентного железа в темноцветных минералах в жильном материале выше, чем в субстрате. Так, из 8 исследованных пар в 6 биотиты в жильном материале содержат на 0,044—0,191 формульных количеств больше трехвалентного железа, чем в субстрате. В одной паре количества его равны и в одной биотит жильного материала на 0,009 формульных количеств беднее им. В двух случаях роговые обманки в жильном материале содержат на 0,167 и 0,051 формульных количеств больше трехвалентного железа, в одном на 0,014 меньше, чем в субстрате. Это, видимо, связано с особенностями состава исходных пород субстрата и гранитного материала—в лейкократовых осадочных породах степень окисления железа (ввиду его низкого содержания), вероятно, чаще всего была выше, чем в меланократовых. Этой же причиной, возможно, обусловлено отмечавшееся еще Д. С. Коржинским (1933) значительное содержание магнетита в аляскитах Алданского щита.

Количество закисного железа в 10 случаях из 15 выше в минералах субстрата, что, видимо является следствием более высокой окисленности железа в жильном материале. Содержание магния в минералах в 9 случаях более высокое в жильном материале. Плагноклаз в семи мигматитах из девяти в субстрате содержит на 1,5—14% больше анортитовой составляющей, чем в жильном материале (см. рис. 29).

В мигматитоподобных породах с конформными телами гранитогнейсов проанализированы всего одна пара роговых обманок и две биотитов (табл. 15, 16). Даже по этим двум парам видны заметные различия в содержаниях Si, Ti, Fe, Mg, Ca и H₂O в одноименных минералах гнейсов и гранито-

Химические анализы минералов из мигматитоподобных пород с конформными гранито-гнейсовыми телами

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,38	42,94	36,92	36,44	46,74	39,01	38,42	40,44	39,97
TiO ₂	1,00	1,05	3,60	4,06	0,40	0,88	4,05	0,05	3,18
Al ₂ O ₃	11,84	10,39	14,29	14,63	10,40	14,88	14,52	20,14	16,04
Fe ₂ O ₃	5,81	5,98	4,03	3,24	2,40	2,38	3,49	0,60	1,32
FeO	12,95	11,94	13,67	17,81	5,32	6,48	12,29	30,46	12,66
MnO	0,45	0,67	0,12	0,15	0,16	0,14	0,12	1,57	0,03
MgO	9,54	11,06	13,77	10,13	17,04	22,13	14,30	4,75	14,38
CaO	11,14	11,41	0,65	0,39	12,03	0,83	0,45	1,83	0,11
Na ₂ O	1,57	1,49	0,38	1,21	2,45	1,04	0,66	0,13	0,25
K ₂ O	1,29	1,32	9,11	8,79	0,82	8,57	8,81	0,17	8,46
H ₂ O ⁻	—	0,05	0,17	0,32	He обн.	0,23	He обн.	0,04	0,03
H ₂ O ⁺	3,00	1,18	3,27	2,63	2,15	3,03	2,17	0,11	2,73
F	—	1,00	0,43	—	0,02	—	0,56	—	1,35
Сумма	99,97	100,02	100,06	99,48	99,92	99,37	99,60	100,29	99,91

Примечание. Анализы 1—7 и 9 из пород Алданского щита, 8 — из пород сев.-зап. Приладожья. 1 — Hb из гнейса, Hb+Bi+Or+Q+Pl, обр. В-51-2; 2 — Hb из гранито-гнейса, Hb+Bi+Or+Q+Pl, обр. В-51-2; левый берег р. Унгары в 2 км выше устья Кэинэнэй; 3 — Hур из чарнокито-гнейса, Hур+Or+Q+Pl₂₈₋₃₀, обр. В-70, правый +Pl₃₂ 33, обр. В-71, правый берег р. Алдан в 10 км ниже устья р. Чуги. 5, 6 — Hb и Bi берег р. Алдан в 8 км ниже устья р. Чуги; 4 — Bi из гранито-гнейса, Bi+Or+Q+Pl₃₂₋₃₃, обр. В-71, правый берег р. Алдан в 10 км ниже устья р. Чуги. 5, 6 — Hb и Bi из основного кристаллического сланца, Pm+Hур+Hb+Bi+Pl, обр. В-146; 7 — Bi из чарнокито-гнейса, Hур+Bi+Or+Q+Pl, обр. В-146-6; правый берег р. Гонам в 6 км ниже устья р. Кумкуй; 8 — Gr из гранито-гнейса, Bi+Gr+Or+Q+Pl₂₁₋₂₄, обр. В-513-6а; оз. Ладога, залив против о. Патасари; 9 — Bi из гнейса, Bi+Gr+Coг+Pl+Q, обр. В-132-2, правый берег р. Сутам в 2,5 км ниже устья р. Колбокон. Химики-аналитики Института геологии ЯФ СО АН СССР: 2—7 — Д. А. Кулагина, 9 — З. Ф. Парнинова. Химики-аналитики Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР: 1 — В. Д. Бугрова, 8 — С. Н. Васильева.

гнейсов. Эти различия свидетельствуют о внутренней неравновесности рассматриваемых мигматито-подобных пород.

Наиболее интересны различия в количестве воды. Темноцветные минералы в гранито-гнейсах значительно беднее водой, чем в ассоциирующихся гнейсах негранитного состава. Так, содержание OH⁻ в роговой обманке из гранито-гнейса р. Чуги 1,179 формульных количеств, а в роговой обманке из залегающего рядом амфиболита — 2,982. Биотит в чарнокито-гнейсе р. Гонам содержит 1,091, а в гнейсе 1,476 формульных количеств OH⁻. Это указывает на кристаллизацию минеральных парагенезисов гранито- и чарнокито-гнейсов в условиях давления воды, аномально-низкого по сравнению с окружающими породами, что хорошо объясняет причину сохра-

Коэффициенты кристаллохимических формул минералов из мигматитоподобных пород с конформными гранито-гнейсовыми телами

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	6,151	6,432	2,773	2,828	6,616	2,848	2,898	2,997	2,931
Ti	0,116	0,118	0,204	0,237	0,043	0,048	0,230	0,003	0,176
Al ^{IV}	1,733	1,450	1,023	0,935	1,341	1,104	0,872	—	0,893
Al ^{VI}	0,345	0,384	0,244	0,404	0,394	0,177	0,419	1,975	0,493
Fe ³⁺	0,600	0,673	0,228	0,189	0,255	0,131	0,199	0,037	0,072
Fe ²⁺	1,607	1,496	0,861	1,157	0,629	0,396	0,775	2,120	0,776
Mn	0,053	0,085	0,008	0,010	0,020	0,009	0,008	0,110	0,002
Mg	3,116	2,469	1,543	1,172	3,594	2,407	1,608	0,589	1,572
Ca	1,777	1,832	0,052	0,033	1,824	0,065	0,036	0,163	0,009
Na	0,446	0,432	0,005	0,181	0,672	0,147	0,096	—	0,035
K	0,250	0,252	0,873	0,870	0,148	0,798	0,848	—	0,793
OH	—	1,179	1,640	1,362	2,029	1,476	1,091	—	1,335
F	—	0,473	0,102	—	0,009	—	0,133	—	0,331
Fe·100% Fe+Mg	51,2	46,9	42,6	53,5	19,5	18,0	37,7	78,4	35,1

нения данных гнейсов от переплавления, несмотря на высокую температуру и близость по содержанию главных компонентов к гранитной «эвтектике». От типичных гранито-гнейсов следует, однако, отличать граниты и чарнокиты, разгнейсованные в регрессивную стадию метаморфизма (с признаками катаклаза и раздавливания минералов), где содержание воды в темноцветных минералах может быть очень высоким. В случае явлений анатексиса в гранито-гнейсах давление воды при их образовании должно приближаться к таковому в мигматитах с рассеянным гранитным материалом. Содержание воды в темноцветных минералах в этих породах может существенно не отличаться от окружающих анатектических мигматитов. К таким гнейсам гранитного состава относятся чарнокито-гнейсы и гранито-гнейс р. Алдан, биотиты из которых приведены в табл. 15, 16 (№ 2, 3).

Основность плагиоклаза в гранито-гнейсах и метаморфических породах негранитного состава почти всегда различная (см. рис. 29). В 8 случаях из 9 содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе в гранито-гнейсах на 4—16% ниже, чем в субстрате и в одном случае — практически равное.

Мигматиты с секущими гранитными телами. Составы одноименных минералов в субстрате и жильном материале в них заметно различаются, что указывает на внутреннюю нерав-

Химические анализы минералов из мигматитов с секущими гранитными телами

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	41,96	40,72	50,00	50,92	41,36	50,71	39,17	40,90	40,70	49,70	50,84	36,88	42,44
TiO ₂	2,11	2,55	0,30	0,12	1,52	0,24	1,96	2,42	2,60	0,15	0,30	4,25	1,62
Al ₂ O ₃	11,43	12,45	3,60	2,23	15,48	1,88	11,10	12,50	12,36	3,43	1,82	13,55	10,48
Fe ₂ O ₃	4,78	4,59	3,57	2,16	3,88	2,09	5,92	4,01	3,62	2,90	3,20	6,45	3,83
FeO	11,90	12,25	8,75	21,95	10,00	23,01	15,29	14,75	15,10	10,80	24,00	12,93	11,57
MnO	0,21	0,22	0,27	0,43	0,21	0,80	0,31	0,19	0,19	0,29	0,88	0,14	0,43
MgO	11,30	10,80	10,58	19,40	11,78	19,27	9,13	9,48	9,39	11,20	17,36	12,06	11,13
CaO	10,28	10,80	19,66	1,10	11,36	0,57	12,01	10,48	10,60	19,44	0,94	0,60	12,73
Na ₂ O	1,63	1,67	0,69	0,08	1,64	0,17	2,05	1,65	1,55	0,75	0,34	0,66	1,73
K ₂ O	1,31	1,64	0,04	0,05	0,90	0,10	1,29	0,87	1,25	0,05	0,14	9,00	1,46
H ₂ O ⁻	—	—	1,41	—	—	0,18	0,12	—	—	1,20	He обн.	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁺	2,60	1,90	0,45	1,40	2,40	0,98	1,09	2,30	2,15	0,35	0,92	3,50	1,61
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,25	0,40	—	—	—	0,06	0,13	0,40
Cl	—	—	He обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	He обн.	0,28	—	—	0,18	—	—	—	—	—	0,68
Сумма . .	99,51	99,59	99,32	100,00	100,53	100,07	99,82	99,55	99,51	100,26	100,80	100,15	99,82

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	42,50	50,60	49,60	2,06	43,24	41,81	42,80	41,22	47,32	50,99	50,30	50,40	42,44
TiO ₂	1,30	0,24	0,14	2,00	1,30	1,70	2,15	1,90	0,55	0,30	0,17	0,10	0,15
Al ₂ O ₃	8,85	2,37	1,57	He обн.	11,14	9,74	10,05	12,75	8,52	2,67	1,54	1,10	20,53
Fe ₂ O ₃	5,95	4,02	4,68	66,10	5,22	7,18	4,60	5,87	4,16	2,87	1,85	3,20	3,62
FeO	11,70	8,65	13,09	29,50	9,70	9,27	10,44	10,60	9,35	10,27	10,05	11,70	24,00
MnO	0,36	0,28	0,74	0,11	0,41	0,23	0,22	0,21	0,23	0,22	0,23	0,33	0,05
MgO	11,68	10,74	7,23	0,32	12,66	12,18	12,64	10,48	12,97	12,04	11,32	9,00	7,37
CaO	10,80	20,20	21,53	0,21	10,70	11,25	10,79	10,80	10,90	19,25	21,20	21,28	0,90
Na ₂ O	1,80	0,67	0,59	0,03	1,90	2,12	1,82	1,60	1,49	0,48	0,82	0,59	0,45
K ₂ O	1,53	0,09	0,14	0,04	1,55	1,75	1,51	1,49	0,99	0,06	0,23	0,07	0,40
H ₂ O ⁻	—	1,31	He обн.	—	—	He обн.	—	—	—	0,14	1,57	1,40	He обн.
H ₂ O ⁺	2,15	0,35	0,51	—	1,85	1,65	1,90	2,35	2,70	0,87	0,40	0,30	0,47
P ₂ O ₅	—	—	0,07	—	—	0,12	—	—	—	0,24	—	—	0,08
Cl	0,32	0,08	—	—	—	—	0,30	0,15	0,14	—	—	—	—
F	0,68	—	—	—	—	0,75	—	0,15	0,20	0,08	—	—	—
Сумма . . .	99,50	99,60	99,89	100,37	99,67	99,49	99,16	99,48	99,43	100,41	99,68	99,47	100,46

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	51,20	37,07	64,73	50,52	43,90	36,46	51,84	51,24	36,62	36,62	42,62	41,44	50,62
TiO ₂	0,12	4,00	0,30	0,18	1,82	4,50	0,20	0,85	4,89	4,44	1,94	1,94	0,25
Al ₂ O ₃	1,18	15,08	11,75	2,00	10,86	13,75	1,90	13,76	14,34	14,68	10,41	14,16	2,24
Fe ₂ O ₃	3,94	4,25	0,37	3,82	5,95	5,00	1,46	1,45	4,03	1,44	2,90	1,32	4,56
FeO	24,15	15,04	8,91	23,12	10,60	14,75	9,63	9,09	14,77	16,70	14,90	16,00	9,16
MnO	0,60	0,08	0,22	0,48	0,15	0,21	0,26	0,16	0,07	0,16	0,28	0,42	0,81
MgO	18,21	11,39	5,06	16,99	11,23	12,63	11,81	7,67	11,76	12,82	11,12	8,97	9,29
CaO	0,30	0,90	4,21	1,64	11,40	0,60	21,66	10,22	0,60	1,02	10,90	10,70	20,99
Na ₂ O	0,08	0,23	2,75	0,18	1,46	0,16	0,89	3,00	0,48	0,22	1,92	1,71	0,92
K ₂ O	0,12	8,44	1,10	0,13	1,20	9,33	0,17	1,27	9,27	9,40	1,35	1,53	0,20
H ₂ O ⁻	0,04	0,10	0,26	0,08	He обн.	0,12	He обн.	0,16	0,27	—	—	—	He обн.
H ₂ O ⁺	0,49	2,70	0,62	0,35	1,51	2,09	0,49	1,10	2,52	2,30	1,40	2,15	0,59
P ₂ O ₅	0,20	0,24	0,04	0,07	Сл.	0,19	0,10	0,11	He обн.	0,02	—	—	0,02
F	—	0,36	—	—	0,25	0,15	—	—	0,38	—	—	—	—
Сумма . .	100,59	99,63	100,06	99,49	100,23	99,78	100,41	99,92	99,57	99,80	99,74	100,34	99,65

Компонент	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	50,52	50,12	35,77	43,84	47,13	—	37,46	36,71	36,25	36,50	35,88	41,89	40,26	42,41	36,49
TiO ₂	0,15	0,42	2,80	0,92	0,44	1,96	2,16	2,92	3,00	2,96	2,24	0,83	1,07	0,90	2,28
Al ₂ O ₃	1,62	2,76	14,05	9,96	8,76	14,76	15,01	14,58	14,56	14,27	14,57	11,34	12,32	10,22	15,15
Fe ₂ O ₃	4,62	5,12	7,06	6,64	4,98	4,84	5,74	6,47	6,93	5,88	6,50	7,18	8,42	7,62	6,26
FeO	7,55	8,08	13,61	12,15	8,50	10,87	10,98	14,57	14,83	15,32	15,67	13,12	12,53	10,98	13,26
MnO	0,39	0,41	0,19	0,32	0,35	0,18	0,22	0,24	0,24	0,24	0,25	0,44	0,49	0,29	0,18
MgO	11,29	10,12	12,68	9,46	13,99	15,17	14,19	11,51	10,77	10,69	14,43	9,08	8,36	10,58	12,46
CaO	21,61	21,29	0,54	11,77	12,32	—	1,68	0,24	0,30	0,66	0,77	11,73	11,96	11,70	1,49
Na ₂ O	0,76	1,16	0,14	1,34	1,07	—	0,66	0,16	0,14	0,13	0,38	1,43	1,49	1,72	0,44
K ₂ O	0,20	0,16	8,50	1,10	0,76	—	8,36	9,19	9,11	8,86	8,98	1,40	1,46	1,16	8,65
H ₂ O ⁻	He обн.	He обн.	0,03	0,04	0,19	—	0,15	0,26	0,16	0,22	0,12	0,12	0,04	0,22	0,08
H ₂ O ⁺	0,65	0,54	4,09	1,98	1,72	—	3,87	3,07	3,02	4,06	3,05	1,64	1,46	1,95	2,50
P ₂ O ₅	He обн.	0,02	0,12	0,19	0,10	—	0,04	0,10	0,35	0,04	0,22	0,13	0,10	0,17	0,22
F	—	—	0,46	0,18	0,22	—	0,12	0,43	0,45	0,43	0,50	0,26	0,21	0,09	0,31
Сумма . . .	99,36	100,20	99,82	99,77	100,25	—	100,41	100,01	99,76	99,86	100,23	100,36	100,04	99,75	99,56

Компонент	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	35,76	50,38	51,16	37,54	41,82	42,94	42,90	37,40	36,68	40,58	35,95	38,94	35,19	39,12	37,24	41,80
TiO ₂	2,45	0,20	0,15	4,47	2,47	2,15	2,03	2,82	2,61	0,01	3,68	0,02	3,85	0,04	3,58	0,07
Al ₂ O ₃	15,18	2,81	1,81	13,56	10,04	9,03	9,24	14,55	17,13	20,35	18,00	20,82	19,47	21,13	15,75	19,57
Fe ₂ O ₃	6,06	4,05	4,50	4,82	5,98	4,79	5,33	3,78	1,48	0,46	1,90	0,40	2,55	0,40	2,01	0,97
FeO	13,33	6,18	6,41	10,04	9,56	10,06	9,49	15,44	17,18	30,29	16,20	31,48	18,22	33,48	19,04	26,67
MnO	0,20	He обн.	0,27	0,11	0,23	0,18	0,23	0,22	0,02	0,17	0,03	0,16	0,02	0,37	0,03	0,12
MgO	13,03	14,47	12,44	16,18	12,11	13,07	12,71	11,62	12,01	5,99	11,33	5,87	8,59	3,95	9,95	3,49
CaO	0,41	19,89	20,37	0,47	11,75	11,50	11,74	1,29	0,47	1,13	0,71	1,37	0,24	1,17	0,48	5,97
Na ₂ O	0,42	1,24	1,18	0,55	1,78	2,14	2,20	0,22	0,20	0,22	0,17	0,16	0,15	0,07	0,11	0,30
K ₂ O	9,02	0,17	0,25	9,69	1,83	1,65	1,53	8,46	9,18	0,24	9,19	0,28	9,13	0,14	8,38	0,36
H ₂ O ⁻	0,27	0,05	0,12	0,16	0,05	He обн.	He обн.	0,11	He обн.	0,09	0,08	0,05	0,08	He обн.	He обн.	—
H ₂ O ⁺	3,04	—	0,77	1,05	1,33	1,54	1,35	3,65	2,26	0,18	2,36	0,07	2,30	0,20	2,75	0,15
P ₂ O ₅	0,21	He обн.	He обн.	0,19	0,07	0,11	0,07	0,13	0,10	0,14	0,31	0,11	0,22	0,03	0,28	0,13
F	0,30	—	—	1,67	0,64	0,90	0,88	0,32	0,16	—	0,22	—	0,15	—	0,37	—
С у м м а	99,30	99,39	99,31	99,64	99,34	99,68	99,33	99,77	99,42	99,76	99,96	99,68	100,01	100,10	99,81	99,60

Примечание. Анализы 1—62 из пород Алданского щита, 63—70 из пород сев.-зап. Приладожья. 1—Нб из жильного материала, $\text{Hb}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{25-26}$, обр. В-9-б; 2—Нб из основного кристаллического сланца, $\text{Pm}+\text{Hур}+\text{Hb}+\text{Pl}_{33-34}$, обр. В-9-г; правый берег р. Тимптон в 12 км ниже устья р. Танграк; 3, 4—Pm из Нур из жильного материала, $\text{Pm}+\text{Hур}+\text{Q}+\text{Pl}_{45-47}$, обр. В-11а; 5—Нб из амфиболита, $\text{Hb}+\text{Pl}_{53-56}$, обр. В-11; левый берег р. Тимптон в 14 км ниже устья р. Танграк; 6, 7—Нур и Нб из жильного материала, $\text{Pm}+\text{Hур}+\text{Hb}+\text{Q}+\text{Pl}_{32-37}$, обр. В-12-а, левый берег р. Тимптон в 4 км ниже устья р. Кабакты; 8—Нб из ксенолита основного кристаллического сланца, $\text{Hb}+\text{Pm}+\text{Hур}+\text{Pl}_{32}$, в чарноките, обр. В-14-е; 9, 10—Нб и Pm из ксенолита основного кристаллического сланца, $\text{Hb}+\text{Pm}+\text{Hур}+\text{Pl}_{28-33}$, в чарноките, обр. В-14-з; 11, 12—Нур и Вi из чарнокита, $\text{Vi}+\text{Hур}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{25-24}$, обр. В-14-а; правый берег р. Тимптон в 1,2 км выше устья р. Кабакты, 13—Нб из жильного материала, $\text{Pm}+\text{Hb}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{28-34}$, обр. В-15-в; 14—Нб из основного кристаллического сланца, $\text{Hb}+\text{Hур}+\text{Vi}+\text{Pl}_{24-27}$, обр. В-15а; правый берег р. Тимптон в 3 км ниже устья р. Кабакты; 15—Pm из гранита, $\text{Pm}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-24; 16—Pm из ксенолита основного кристаллического сланца, $\text{Pm}+\text{Pl}$, обр. В-24-б; левый берег р. Тимптон в 0,15 км ниже устья руч. Байыркчаан; 17—Mt из гранита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{27-29}$, обр. В-32; 18—Нб из ксенолита амфиболита, $\text{Hb}+\text{Pm}+\text{Q}+\text{Pl}_{26}$, обр. В-32-а; левый берег р. Тимптон в 2,2 км ниже устья руч. Улахан-Тарынаах; 19, 20—Нб из ксенолитов амфиболитов, $\text{Hb}+\text{Pl}_{25-27}$, в граните, обр. В-35-Б и В-35-В, левый берег р. Тимптон в 0,3 км ниже устья руч. Айан-Юрэх; 21—Нб из гранита, $\text{Hb}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-44-1; 22—Нб из ксенолита амфиболита, $\text{Hb}+\text{Pl}$, обр. В-44-2; правый берег р. Унгры в 1,2 км выше устья р. Алдакай; 23—Pm из жилы гранита, $\text{Pm}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-76-В, правый берег р. Алдан в 3,5 км выше устья р. Чомполо; 24—Pm из пегматита, $\text{Pm}+\text{Og}+\text{Q}$, обр. В-80-1, Эмельджак; 25—Pm из жилы пегматита, $\text{Pm}+\text{Og}$, обр. В-82-11, там же; 26—Gr из жилы гранита, $\text{Sr}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-132-11, правый берег р. Сутам в 2,5 км ниже устья р. Колобоков; 27—29—Нур, Vi из жильного материала и жильный материал, $\text{Hур}+\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{32-34}$, обр. В-148; 30—34—Нур, Hb, Vi, Pm из основного кристаллического сланца и основной кристаллический сланец, $\text{Pm}+\text{Hур}+\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Pl}_{36-37}$, обр. В-148-1; левый берег г. Гонам в 3,5 км ниже устья р. Моныкр; 35—Vi из чарнокита, $\text{Hур}+\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-196, левый берег р. Учур, в 4 км выше устья р. Мегускэн. 36, 37—Vi и Hb из жилы $\text{Hb}+\text{Q}+\text{Pl}_{32}$, обр. Ш-207-1а; 38—Нб из амфиболита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Pl}_{36-37}$, обр. Ш-207-1б, правый берег р. Чуги в 1 км выше устья руч. Киэлечи; 39—Pm из жилы гранита, $\text{Pm}+\text{Si}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-220-2а, левый берег р. Чуги в 5 км ниже устья р. Нелюки; 40—Pm из жилы пегматита, $\text{Pm}+\text{Si}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-220-12а, там же; 41—Pm из ксенолита гнейса, $\text{Pm}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, в граните, обр. В-261-а, р. Прав. Ыллымах в 2 км выше устья руч. Каталах; 42, 43—Vi и Hb из гранита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{24-25}$, обр. В-342-а; 44, 45—Hb и Vi из ксенолита амфиболита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Pl}_{22-24}$, обр. В-342-1а; левый берег р. Олемки в 6 км выше устья р. Чеченче; 46—Vi из амфиболита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-375-1а; 47—Vi из гнейса, $\text{Vi}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-375-1б; 48—Vi из меланократовой оболочки, $\text{Vi}+\text{Q}+\text{Pl}$, на контакте гнейса с гранитом, обр. В-375-1в; 49—Vi из гранитной жилы, $\text{Vi}+\text{Og}+\text{Pl}$, обр. В-375-1г; левый берег р. Олемки в 5 км выше устья р. Тас-Мизле; 50, 51—Vi и Hb из амфиболита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Pl}$, обр. В-385а; 52—Hb из гранитной жилы, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-385б; правый берег р. Олемки в 3,5 км ниже устья р. Тас-Хайко. 53, 54—Hb и Vi из порфиобластического гнейсо-гранита, $\text{Hb}+\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-410; 55—Vi из жилы пегматита, $\text{Vi}+\text{Pl}+\text{Og}+\text{Q}$, в гнейсо-граните, обр. 410-1а; левый берег р. Олемки в 1 км ниже устья р. Курум; 56—Pm из гранита, $\text{Pm}+\text{Hb}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-266; 57—Pm из жилы пегматита, $\text{Pm}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, в граните, обр. В-266-1; левый берег р. Большой Ыллымах в 16 км ниже устья р. Юкунгра; 58, 59—Vi и Hb из ксенолита амфиболита, $\text{Hb}+\text{Pl}$, обр. В-265; 61—Hb из жилы пегматита, $\text{Hb}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-265-2; левый берег р. Большой Ыллымах в 18 км ниже устья р. Юкунгра; 62—Vi из порфиобластического гранодиорита, $\text{Vi}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-405, правый берег р. Олемки в 87 км ниже устья р. Ориус-Мизле; 63—64—Vi и Gr из гнейса, $\text{Vi}+\text{Gr}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-515-а; 65, 66—Vi и Gr из зидоконтакта, $\text{Vi}+\text{Gr}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, гранитной жилы, обр. В-515-в; оз. Ладога, юго-вост. берег о. Пунакивсарри; Gr из гнейса, $\text{Vi}+\text{Gr}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}$, обр. В-510-3б; 69, 70—Vi и Gr из гнейса, $\text{Vi}+\text{Gr}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{25-31}$, обр. В-510-3б; 69, 70—Vi и Gr из гнейса, $\text{Vi}+\text{Gr}+\text{Og}+\text{Q}+\text{Pl}_{25-31}$, обр. В-510-1а; мыс Сахатаниэми. Химки-аналитики Института геологии ЯФ СО АН СССР: 6, 7, 16, 23, 27, 30, 32, 42, 47—52, 54, 55, 62—70—Б. Галайская. Химки-аналитики Института геологии и геохронологии декабря: 1, 2, 5, 8, 9, 14, 18, 21, 22, 36—В. Д. Бугрова; 29, 34—Е. Е. Зевелева. 17, 20, 24, 25—Е. Е. Зевелева.

Коэффициенты кристаллохимических формул минералов из магматитов с секущими гранитными телами

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Si	6,230	6,408	1,924	1,941	6,012	1,949	6,132	6,157	6,152	1,908	1,941	2,772	6,379
Ti	0,232	0,289	0,009	0,002	0,166	0,007	0,230	0,271	0,299	0,002	0,009	0,237	0,184
Al ^{IV}	1,538	1,592	0,067	0,057	1,822	0,044	1,638	1,572	1,549	0,090	0,050	0,991	1,437
Al ^{VI}	0,459	0,628	0,095	0,049	0,831	0,041	0,411	0,653	0,647	0,064	0,032	0,210	0,420
Fe ⁺³	0,534	0,523	0,107	0,064	0,419	0,061	0,698	0,452	0,417	0,083	0,092	0,360	0,434
Fe ²⁺	1,480	1,534	0,280	0,693	1,213	0,740	2,001	1,854	1,906	0,346	0,766	0,800	1,456
Mn	0,027	0,028	0,009	0,014	0,027	0,026	0,034	0,027	0,028	0,008	0,028	0,009	0,056
Mg	2,495	2,419	0,607	1,101	2,557	1,104	2,130	2,314	2,114	0,642	0,988	1,349	2,502
Ca	0,640	1,742	0,808	0,046	1,771	0,023	2,015	1,781	1,715	0,806	0,039	0,048	2,053
Na	0,463	0,488	0,050	0,006	0,454	0,012	0,623	0,470	0,436	0,061	0,026	0,094	0,504
K	0,250	0,306	0,004	0,002	0,175	0,004	0,258	0,163	0,236	—	0,006	0,851	0,298
OH	2,567	1,913	—	—	2,321	—	1,138	2,206	2,160	—	—	1,731	1,615
F	—	—	—	—	—	—	0,089	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,323
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	44,9	46	38,9	40,7	39,0	42,1	57,9	52,1	52,4	40,1	46,5	46,3	43,1

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Si	6,350	1,947	1,933	—	6,414	6,289	6,383	6,125	6,840	1,941	1,952	1,971	2,991
Ti	0,143	0,007	0,004	0,058	0,143	0,192	0,241	0,214	0,061	0,009	0,004	0,002	0,009
Al ^{IV}	1,507	0,046	0,063	—	1,443	1,519	1,376	1,661	1,099	0,050	0,044	0,027	—
Al ^{VI}	0,035	0,061	0,009	—	0,501	0,242	0,396	0,571	0,342	0,069	0,024	0,025	2,002
Fe ³⁺	0,664	0,115	0,137	1,930	0,589	0,803	0,519	0,661	0,451	0,082	0,052	0,095	0,226
Fe ²⁺	1,462	0,277	0,426	0,958	1,204	1,167	1,298	1,321	1,128	0,304	0,326	0,383	1,662
Mn	0,045	0,009	0,007	0,004	0,053	0,027	0,027	0,027	0,027	0,007	0,007	0,011	0,003
Mg	2,601	0,615	0,420	0,018	2,801	2,732	2,793	2,321	2,795	0,684	0,652	0,529	0,911
Ca	1,731	0,832	0,899	0,008	1,704	1,815	1,728	1,723	1,684	0,784	0,880	0,893	0,080
Na	0,522	0,046	0,047	—	0,553	0,619	0,519	0,464	0,417	0,037	0,060	0,042	—
K	0,287	0,004	0,007	—	0,285	0,337	0,286	0,286	0,174	—	0,008	0,002	—
OH	2,135	—	—	—	1,838	1,658	1,898	2,321	2,604	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	0,357	—	0,071	0,010	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	0,071	0,036	0,035	—	—	—	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	45,0	39,0	57,3	—	38,1	42,0	39,5	46,1	36,1	36,1	36,7	47,7	67,6

Компонент	27	28	30	31	32	33	35	36	37	38	39	40	41
Si	1,950	2,938	1,940	6,503	2,826	1,954	2,808	2,823	6,466	6,189	1,941	1,931	1,901
Ti	0,004	0,238	0,005	0,203	0,262	0,006	0,282	0,258	0,222	0,218	0,007	0,004	0,011
Al ^{IV}	0,046	0,824	0,055	1,294	0,912	0,040	0,910	0,919	1,312	1,593	0,052	0,065	0,088
Al ^{VI}	0,008	0,585	0,035	0,602	0,348	0,049	0,386	0,415	0,550	0,900	0,050	0,008	0,035
Fe ³⁺	0,114	0,253	0,111	0,664	0,291	0,041	0,231	0,083	0,332	0,149	0,134	0,132	0,145
Fe ²⁺	0,770	0,997	0,743	1,313	0,956	0,303	0,946	1,076	1,891	1,999	0,293	0,242	0,255
Mn	0,019	0,005	0,016	0,028	0,014	0,008	0,005	0,010	0,036	0,053	0,025	0,013	0,015
Mg	1,034	1,346	0,971	2,481	1,459	0,662	1,344	1,473	2,515	1,997	0,530	0,644	0,588
Ca	0,012	0,076	0,067	1,810	0,050	0,874	0,049	0,084	1,772	1,712	0,864	0,886	0,866
Na	0,003	0,035	0,014	0,420	0,04	0,065	0,066	0,032	0,565	0,495	0,069	0,056	0,087
K	0,003	0,854	0,006	0,226	0,922	0,008	0,906	0,925	0,261	0,291	0,009	0,010	0,009
OH	—	1,428	—	1,492	1,080	—	1,287	1,183	1,417	2,141	—	—	—
F	—	—	—	0,117	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	46,1	48,0	46,8	44,4	45,5	34,3	46,6	44,0	47,0	51,8	46,7	37,0	40,6

Компонент	42	43	44	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
Si	2,691	6,567	6,916	2,765	2,796	2,784	2,746	2,752	6,332	6,148	6,379	2,809	2,736
Ti	0,158	0,104	0,048	0,120	0,167	0,173	0,167	0,258	0,189	0,123	0,101	0,132	0,141
Al ^{IV}	1,151	1,329	1,036	1,115	1,037	1,043	1,087	0,990	1,479	1,729	1,520	1,059	1,123
Al ^{VI}	0,100	0,431	0,325	0,191	0,273	0,274	0,180	0,327	0,541	0,488	0,291	0,316	0,246
Fe ³⁺	0,399	0,749	0,550	0,318	0,370	0,401	0,333	0,375	0,817	0,967	0,862	0,363	0,348
Fe ²⁺	0,856	1,522	1,043	0,678	0,928	0,953	0,964	1,005	1,659	1,600	1,381	0,851	0,853
Mn	0,012	0,041	0,043	0,014	0,009	0,016	0,009	0,016	0,056	0,063	0,037	0,012	0,013
Mg	1,422	2,112	3,060	1,561	1,306	1,233	1,285	1,307	2,046	1,902	2,372	1,429	1,486
Ca	0,067	1,890	1,937	0,133	0,020	0,024	0,053	0,063	1,900	1,957	1,796	0,123	0,034
Na	0,021	0,389	0,305	0,094	0,024	0,021	0,019	0,056	0,420	0,440	0,502	0,066	0,062
K	0,816	0,211	0,143	0,787	0,893	0,893	0,850	0,878	0,271	0,284	0,222	0,849	0,880
OH	2,050	1,979	1,684	1,905	1,560	1,547	2,037	1,561	1,653	1,487	1,960	1,284	1,551
F	—	0,086	0,102	0,028	0,103	0,109	0,112	0,121	0,124	0,102	—	0,075	0,073
$\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	46,7	51,8	34,2	39,0	49,7	52,3	50,3	51,5	54,8	57,6	48,9	45,9	44,6

Компонент	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Si	1,890	1,942	2,866	6,314	6,402	6,436	2,819	2,824	2,999	2,749	2,999	2,705	2,998	2,856	2,995
Ti	0,006	0,004	0,256	0,280	0,241	0,229	0,159	0,151	0,001	0,212	0,001	0,227	0,002	0,206	0,005
Al ^{IV}	0,104	0,054	0,878	1,406	1,357	0,816	1,022	1,025	—	1,039	—	1,068	—	0,938	—
Al ^{VI}	0,020	0,027	0,342	0,308	0,229	—	0,271	0,529	1,996	0,584	1,991	0,696	2,039	0,486	1,986
Fe ³⁺	0,114	0,128	0,277	0,678	0,268	0,300	0,217	0,086	0,029	0,109	0,024	0,148	0,025	0,116	0,063
Fe ²⁺	0,194	0,203	0,641	1,230	1,254	1,190	0,974	1,106	2,107	1,036	2,137	1,171	2,293	1,221	1,919
Mn	—	0,009	0,007	0,029	0,022	0,028	0,014	0,001	0,012	0,002	0,011	0,001	0,026	0,002	0,009
Mg	0,809	0,704	1,841	2,725	2,993	2,842	1,305	1,378	0,743	1,291	0,710	0,984	0,482	1,137	0,448
Ca	0,799	0,828	0,039	1,901	1,836	1,921	0,104	0,039	0,101	0,058	0,110	0,020	0,104	0,040	0,551
Na	0,090	0,087	0,081	0,520	0,618	0,638	0,032	0,030	—	0,025	—	0,022	—	0,017	—
K	0,004	0,006	0,944	0,352	0,312	0,292	0,815	0,901	—	0,897	—	0,895	—	0,912	—
OH	—	—	1,070	1,338	1,530	1,350	1,839	1,160	—	1,204	—	1,180	—	1,406	—
F	—	—	0,403	0,304	0,423	0,417	0,077	0,039	—	0,053	—	0,036	—	0,090	—
Fe·100% Fe+Mg	27,6	32,2	33,9	40,9	33,7	36,7	47,8	46,4	74,2	47,1	75,3	57,1	82,9	54,0	81,7

новесность этих мигматитов и генетическую разнородность субстрата и жильного материала в них (табл. 17, 18, см. рис. 17—29).

В отклонениях состава одноименных минералов в субстрате и жильном материале от идентичности для Na, Si, Ti, Mg, Fe²⁺ и H₂O не установлено каких-либо тенденций.

В 10 мигматитах из 14 амфиболы и биотиты в жильном материале богаче Fe³⁺, чем в субстрате. Как и в мигматитах с конформными гранитными телами, это, видимо, связано с более высокой степенью окисленности железа, присущей кварц-полевошпатовым осадочным породам, анатексис в которых привел к образованию гранитного расплава.

В 5 парах из 7 роговые обманки в жильном материале богаче калием, чем в субстрате, что объясняется чаще всего недосыщенностью калием минеральных парагенезисов амфиболсодержащих пород субстрата (амфиболиты, основные кристаллические сланцы). В 5 случаях из 7 роговые обманки в жильном материале содержат больше кальция, чем в субстрате, несмотря на явно большую основность последнего. Эта, казалось бы, странная тенденция хорошо объясняется более высоким химическим потенциалом калия при образовании большинства минеральных парагенезисов гранитного материала в рассматриваемых мигматитах. Она связана с вхождением в повышенных количествах кальция в темноцветные минералы, вытесненного калием из плагиоклазов (Шкодзинский, 1970). Это подтверждается обычно более высокой калиевостью роговых обманок с высоким содержанием кальция в изученных мигматитах.

В 11 парах из 15 роговые обманки и биотиты в жильном материале содержат меньше алюминия, чем в субстрате, что связано с более низкими химическими потенциалами кремнекислоты и калия при формировании большинства минеральных парагенезисов субстрата.

Плагиоклаз в субстрате чаще более основной, чем в жильном материале (см. рис. 29), однако встречаются случаи и большей основности его в последнем, что естественно при инъекционном происхождении рассматриваемых мигматитов.

СОДЕРЖАНИЕ ЖИЛЬНОГО МАТЕРИАЛА В МИГМАТИТАХ И НЕКОТОРЫЕ ФАКТОРЫ, ЕГО КОНТРОЛИРУЮЩИЕ

Изучение содержания жильного материала в мигматитах имеет большое значение для познания их генезиса и условий образования, поскольку каждому механизму формирования мигматитов должны соответствовать свои закономерности в соотношениях между количеством жильного материала, составом субстрата и $P-T$ условиями мигматитообразования.

Многие исследователи (Бабошин, 1966; Гаврилин и др., 1972; Крылова и др., 1972) отмечали, что между содержанием жильного материала в мигматитах и составом субстрата часто наблюдается отчетливая зависимость — кислые по составу породы обычно мигматизированы значительно сильнее, чем основные. Есть указания и на то, что основные метаморфические породы могут мигматизироваться сильнее, чем кислые (Кориковский, 1967). Некоторые исследователи мигматитов считали, что с увеличением степени метаморфизма увеличивается и степень гранитизации. Сейчас, однако, известно, что многие наиболее интенсивно метаморфизованные гранулитовые комплексы содержат очень мало гранитов (Маракушев, 1965; Лутц, 1966; Винклер, 1969; Менерт, 1971; Добрецов и др., 1972).

В литературе до настоящего времени почти отсутствуют данные по массовым определениям количества жильного материала в мигматитах разных генетических типов и различных условий метаморфизма. Здесь автором приводятся результаты выполненных в мигматитах Алданского щита почти 1,5 тысяч замеров содержаний жильного материала, которые осуществлялись в мигматитах и мигматитоподобных породах с рассеянным гранитным и негранитным жильным материалом. Выбор их для изучения связан с двумя причинами. Одна из них — в том, что в мигматитах, образовавшихся путем анатектической дифференциации, должна быть строгая связь между составом субстрата и содержанием жильного материала, тогда как в большинстве остальных типов (инъекционных, образовавшихся путем переплавления или метаморфической перекристаллизации прослоев, близких по составу к гранитам) связь между составом субстрата и содержанием жильного матери-

ала в общем случае должна отсутствовать, либо быть слабо проявленной. Другая причина состоит в технически более легкой осуществимости замеров содержаний рассеянного жильного материала. Для таких мигматитов и мигматитоподобных пород достаточно иметь хорошо отпрепарированное обнажение или крупный валун площадью в несколько квадратных метров, чтобы замерить мощность нескольких десятков тел субстрата и жильного материала. Для аналогичного замера, например, в мигматитах с конформными гранитными телами необходимо обнажение в сотни — тысячи квадратных метров.

Замеры осуществлялись двумя методами. В начале исследований содержания жильного материала определялись путем сравнения обнажения мигматита с рисунками мигматитов с точно подсчитанным количеством жильного материала в 5, 10, 15, 20% и т. д. Так осуществлялись замеры содержаний жильного материала по рекам Сутам и Гонам. В дальнейшем этот метод применялся только для крупных однородных участков мигматитов с равномерным распределением жильного материала. В мелких участках количество жильного материала определялось путем замеров мощностей тел субстрата и жильного материала вкрест простирания последних. Таким методом осуществлялось большинство замеров, приводимых в настоящей главе. Одновременно с замерами осуществлялась оценка содержаний темноцветных минералов в мигматитах путем сопоставлений их с рисунками с известным количеством темноцветов.

Уже в самом начале исследований стало ясно, что количество рассеянного гранитного материала в мигматитах является функцией не только состава субстрата, но и условий метаморфизма, поэтому результаты замеров содержания жильного материала анализировались в тесной связи с $P-T$ условиями метаморфизма. По степени метаморфизма мигматиты разделены на 4 группы. Три из них полностью соответствуют трем метаморфическим комплексам гранулитовой фации Алданского щита (Кицул, 1971; Кицул, Шкодзинский, 1972), четвертая состоит из мигматитов амфиболитовой фации метаморфизма преимущественно западного обрамления Алданского щита.

Мигматиты группы I соответствуют гранулитовому комплексу южной части Алданского щита, они исследованы в районе типичного его проявления — в бассейне верхнего и среднего течения р. Сутам. Для этого комплекса, по данным В. И. Кицула, характерна наиболее низкая железистость граната в высокоглиноземистых породах (42—60%). Один из химически анализированных гранатов (в табл. 10, 11, № 23) в жильном материале мигматитов этого комплекса является наиболее магнезиальным ($\varphi=37,3\%$) из известных в литературе гранатов бедных кальцием кварцсодержащих метаморфических пород. Железистость его значительно меньше минимального

предела для фации двупироксеновых гнейсов ($\varphi=50$; Добрецов и др., 1972). В рассматриваемом комплексе встречается наиболее глубинная и высокотемпературная в высокоглиноземистых гнейсах ассоциация $\text{Hyr} + \text{Sil} + \text{Q}$, в основных кристаллических сланцах часто присутствует гранат, в парагенезисе $\text{Gr} + \text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Mt}$ плагиоклаз, содержание аноритовой составляющей в котором является показателем давления, уменьшаясь с его ростом (Кицул и др., 1973), имеет наиболее кислый состав (№ 48—60). Рассматриваемый комплекс и распространенные в нем мигматиты относятся к гранулитовой фации высокой температуры и давления.

Мигматиты группы II относятся к гранулитовому комплексу восточной части Алданского щита и изучены автором по рекам Учур, Гонам, Тимптон. В этом комплексе железистость граната в высокоглиноземистых гнейсах 60—70%, в основных кристаллических сланцах встречается гранат, а плагиоклаз в парагенезисе $\text{Gr} + \text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Mt}$ содержит обычно более 60% анорита, в известково-силикатных породах спорадически встречается волластонит (Кицул, 1971; Кицул, Шкодинский, 1972). Эти особенности указывают на то, что рассматриваемый комплекс и содержащиеся в нем мигматиты относятся к гранулитовой фации повышенных температур и давлений.

Мигматиты группы III соответствуют гранулитовому комплексу западной части Алданского щита и исследованы по рекам Алдан, Ыллымах, Чуга. По данным В. И. Кицула, железистость граната в высокоглиноземистых гнейсах обычно не опускается ниже 70%, в богатых кальцием метаморфических породах отсутствует гранат, в известково-силикатных породах повсеместно распространен волластонит. Рассматриваемый комплекс и содержащиеся в нем мигматиты принадлежат к гранулитовой фации умеренных температур и давлений.

Мигматиты группы IV относятся к амфиболитовой фации метаморфизма и изучены автором в западной части Алданского щита по рекам Унгре и Чуге, где (Кицул, Лазебник; 1966) в синклинальных структурах и тектонических блоках среди гранулитового комплекса встречаются породы амфиболитовой фации, и в западном обрамлении щита по р. Олекме. Для рассматриваемых пород характерны почти полное отсутствие гиперстена, очень широкое развитие амфибола и биотита, присутствие в некоторых кварцсодержащих пегматитах мусковита.

Мигматиты с рассеянным гранитным жильным материалом. Наиболее детально изучено содержание жильного материала в широко распространенных мигматитах, сложенных ассоциацией $\text{Vi} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Og}$. Все минералы этих мигматитов, кроме калиевого полевого шпата, хорошо диагностируются при полевых исследованиях; калиевый полевой шпат, особенно в субстрате, обычно не удается надежно определить, хотя при-

веденные результаты изучения минеральных парагенезисов в шлифах показывают, что примерно в 80% случаев он присутствует в субстрате высокоглиноземистых мигматитов.

В биотит-гранатовых мигматитах близких $P-T$ условий формирования с увеличением количества биотита (от 0 до $\approx 15-20\%$) содержание жильного материала в среднем увеличивается (рис. 30, а). Эта зависимость заметна особенно для мигматитов гранулитовой фации повышенных давлений и температур (группа II). Здесь с дальнейшим увеличением содержания биотита данная тенденция сменяется на противоположную — увеличение количества биотита в субстрате сопровождается уменьшением содержания жильного материала. В мигматитах других фаціальных групп последняя тенденция не

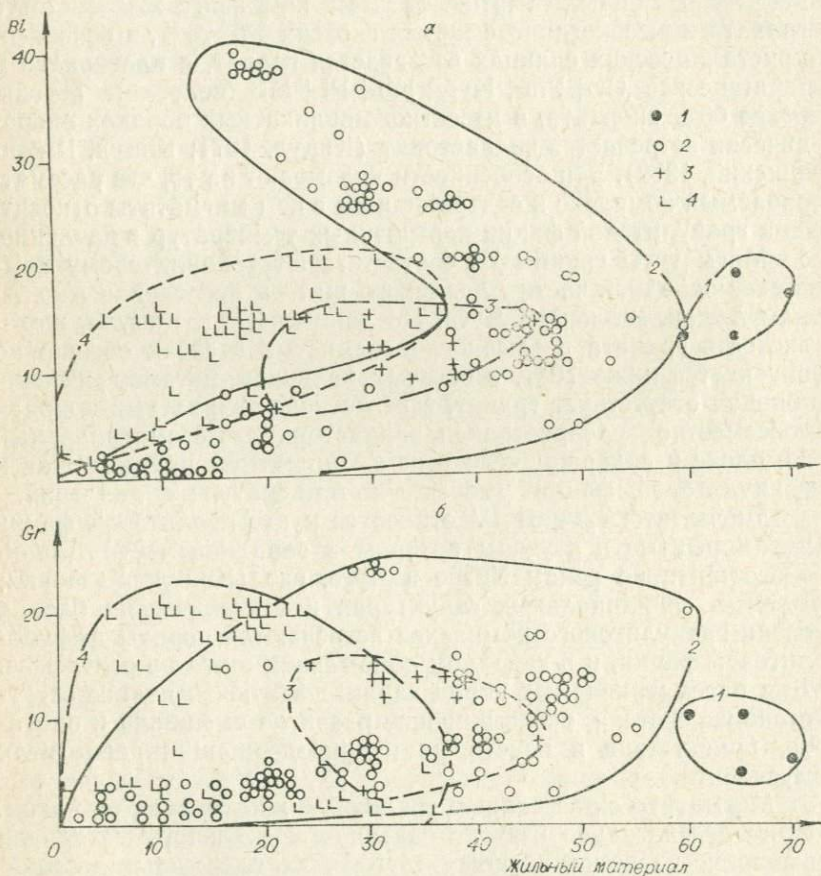


Рис. 30. Соотношение процентных содержаний биотита (а) и граната (б) в субстрате и рассеянного гранитного материала в биотит-гранатовых мигматитах. Фигуративные точки 1—4 соответствуют мигматитам фаціальных групп I—IV.

установлена, что связано с отсутствием данных по мигматитам с высоким содержанием биотита в субстрате.

Существование зависимости (хотя и слабо выраженной) между количествами жильного материала и биотита в субстрате в мигматитах близких $P-T$ условий образования (как и приведенные другие данные) свидетельствует о том, что темноцветные минералы не являются индифферентными при процессах плавления. Их участие в этих реакциях и существование рассматриваемой зависимости хорошо объясняется в случае инертного поведения воды и анатектического происхождения мигматитов с рассеянным гранитным материалом. В этом случае необходимая для анатексиса вода должна заимствоваться из биотита путем его дегидратации. В биотитсодержащих мигматитах с увеличением температуры должны происходить реакции с постепенным уменьшением количества биотита и образованием расплава (и безводных темноцветных минералов), например $Bi_{Al} + Gr_{Fe} + Ab + Q \rightarrow Bi + Gr_{ржд} + Or + L$. В подобных реакциях новообразованный биотит и расплав находятся в одной и той же части, т. е. являются продуктами реакций. Следовательно, чем больше в породах новообразованного биотита, тем интенсивнее протекали эти реакции плавления и тем больше при одинаковом $P-T$ и составе пород должно быть расплава. Количества их должны прямо коррелироваться и определяться доанатектическим содержанием воды.

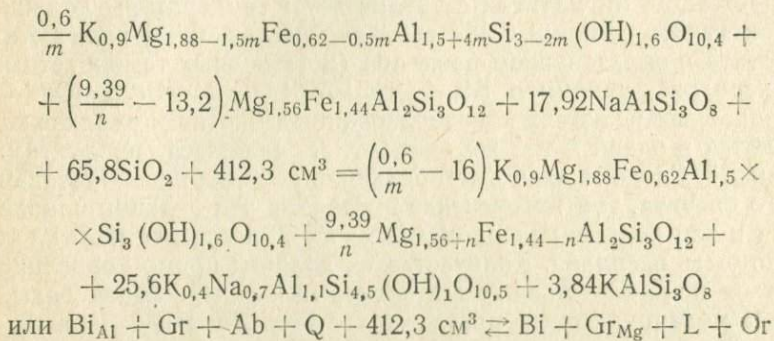
В меланократовых мигматитах с увеличением содержания биотита количество расплава все больше ограничивалось недостатком калневого полевого шпата (кварца или плагиоклаза), чаще встречающейся повышенной основностью плагиоклаза. Этим, вероятно, обусловлено существование обратной зависимости в содержаниях жильного материала и биотита в субстрате при больших количествах биотита.

Между содержаниями жильного материала и граната в субстрате мигматитов групп I, II и IV какие-либо зависимости не установлены. Для наиболее детально изученных мигматитов группы II намечается прямая зависимость между количеством граната и жильного материала при содержаниях граната до 15—20% (рис. 30, б). Это естественно в случае параллельного накопления граната и расплава в ходе реакций при недостатке воды. Сохранение данной тенденции, видимо, связано с удалением части воды, выделяющейся при кристаллизации расплава, в составе постмагматических растворов или насыщенных водой остаточных расплавов. Это предохраняет часть граната анатектического этапа минералообразования от замещения в регрессивную стадию. Вместе с тем часть граната в рассматриваемых мигматитах могла образоваться еще до начала плавления, что должно затушевывать прямую связь между количеством жильного материала и содержанием граната в субстрате, особенно при небольшом количестве заме-

ров. С этим, вероятно, связано то, что данная зависимость не установлена в биотит-гранатовых мигматитах других фациальных групп, менее изученных, чем мигматиты группы II.

Интересна зависимость, довольно отчетливо намечающаяся между количеством жильного материала и интенсивностью метаморфизма. При одном и том же содержании биотита количество жильного материала в биотит-гранатовых мигматитах в среднем неуклонно возрастает от мигматитов группы IV к мигматитам группы I и составляет в среднем по группам IV — 18,8%, III — 33,1, II — 38,8 и I — 61,1% (табл. 19, рис. 30).

Из реакции плавления в ассоциации $Bi + Gr + Pl + Or + Q + L$ при виртуальном инертном поведении воды



(где m и n — изменения содержаний соответственно алюминия и железа в темноцветных минералах) видно, что образование расплава в биотит-гранатовых мигматитах сопровождается относительно небольшим приращением объема (7,2%), поскольку в процессе анатексиса образуется также очень плотная фаза — гранат. В связи с этим рост давления при прогрессивном метаморфизме на Алданском щите, вероятно, не компенсировал влияния роста температуры на процесс плавления в рассматриваемых мигматитах, с чем и связано заметно повышенное содержание в них жильного материала в наиболее глубоко метаморфизованных комплексах.

Таким образом, отмечаемая многими исследователями тенденция уменьшения гранитного материала в гранулитовых комплексах по сравнению с амфиболитовыми является, видимо, лишь среднестатистической, в отдельных типах мигматитов может наблюдаться противоположная тенденция.

Количество жильного материала в мигматитах, сложенных ассоциацией $Bi + Nur + Gr + Pl + Or + Q (+L)$, подчиняется почти тем же закономерностям, что и в биотит-гранатовых мигматитах. С увеличением содержания биотита в субстрате (от 0 до $\approx 15\%$) количество жильного материала отчетливо увеличивается, с дальнейшим ростом содержания биотита данная за-

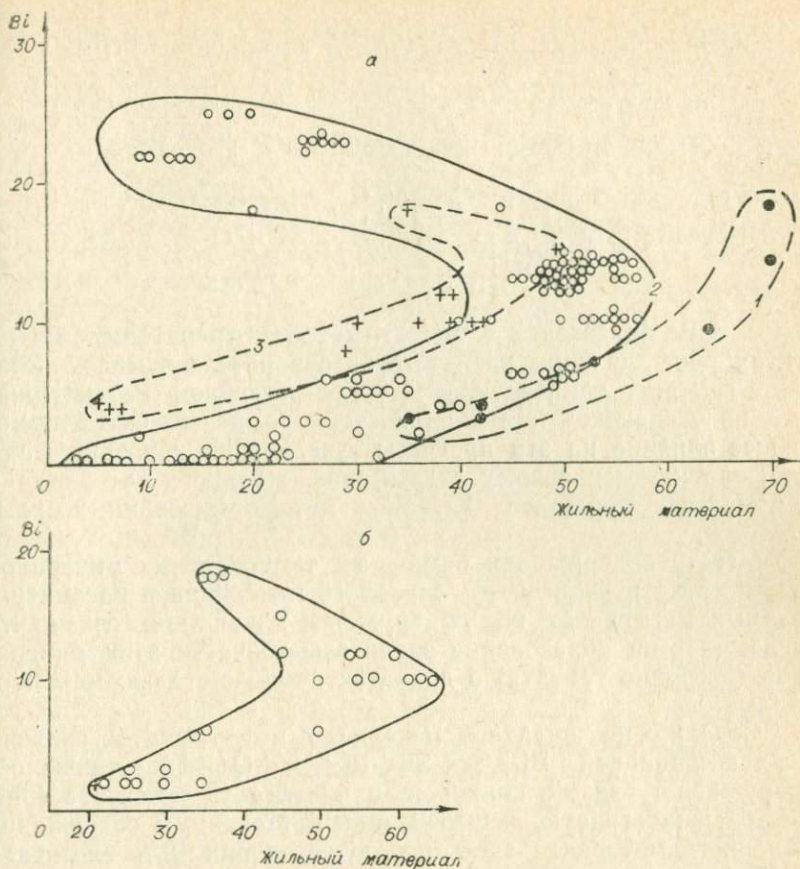
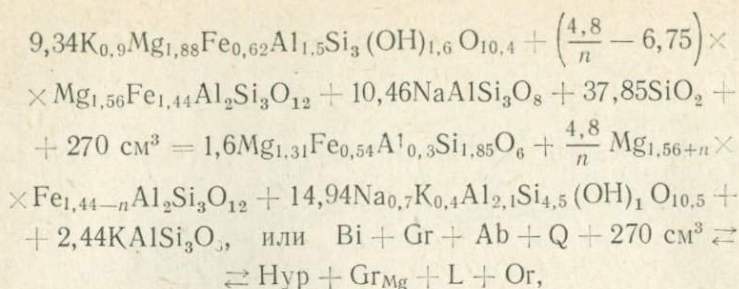


Рис. 31. Соотношение процентных содержаний биотита в субстрате и рассеянного гранитного материала в биотит-гиперстен-гранатовых (а) и в биотит-гранат-силлиманитовых (б) мигматитах. Усл. обозн. см. рис. 30.

кономерность сменяется на противоположную (рис. 31, а). Рассматриваемые тенденции в той или иной степени наблюдаются в мигматитах всех трех фациальных групп, т. е. отчетливее, чем в биотит-гранатовых. Очевидно, что причины существования данных тенденций в биотит-гиперстен-гранатовых мигматитах те же, что и в биотит-гранатовых.

В этих мигматитах также существует отчетливая тенденция увеличения количества жильного материала с ростом степени метаморфизма (см. рис. 36). Так, в мигматитах фациальных групп III, II и I содержания жильного материала в среднем составляют соответственно 33,6; 42,4 и 51,8%. Судя по относительно небольшому объемному эффекту (8,1%) реакции плавления в ассоциации $Vi + Nur + Pl + Or + Q + Gr$ при недостатке воды



процессам анатексиса в биотит-гиперстен-гранатовых мигматитах рост давления препятствует сравнительно мало, в связи с чем рост температуры при прогрессивном метаморфизме на Алданском щите полностью компенсировал тормозящее влияние на эти процессы увеличения давления. Это привело к повышенному содержанию жильного материала в мигматитах наиболее глубоко метаморфизованных комплексов.

Между содержанием безводных темноцветных минералов в субстрате и количеством жильного материала в рассматриваемых мигматитах не обнаружено какой-либо связи, что указывает на образование значительной части этих минералов (особенно граната) в доанатектическую стадию метаморфизма.

Содержание жильного материала в мигматитах, сложенных ассоциацией $\text{Vi} + \text{Gr} + \text{Sil} + \text{Pl} \pm \text{Or} + \text{Q} (+\text{L})$, также обнаруживает связь с количеством биотита в субстрате (рис. 31, б), аналогичную вышеописанным. Максимум содержания жильного материала здесь наблюдается при 10% биотита в субстрате.

Как будет показано, ассоциация $\text{Vi} + \text{Gr} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{L}$ в отличие от выше рассмотренных ассоциаций $\text{Vi} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{L}$ и $\text{Vi} + \text{Hyr} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{L}$ имеет ограниченное поле устойчивости в координатах $P-T$. В связи в этом данная ассоциация широко распространена лишь в одном из изученных районов, по р. Учур ниже устья р. Гонам, что затрудняет изучение влияния интенсивности метаморфизма на содержание жильного материала в биотит-гранат-силлиманитовых мигматитах.

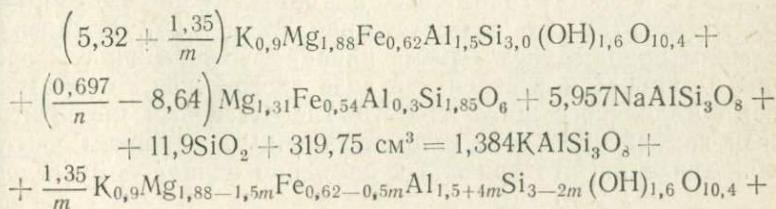
Ассоциация $\text{Vi} + \text{Gr} + \text{Cor} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{L}$ также имеет относительно ограниченное поле устойчивости в координатах $P-T$, в связи с чем мигматиты такого состава встречены в больших количествах лишь в гранулитовом комплексе умеренных давлений и температур, главным образом по р. Алдан. В наиболее хорошо изученных мигматитах фациальной группы III содержания биотита в субстрате и жильном материале связаны сложной зависимостью, аналогичной вышеописан-

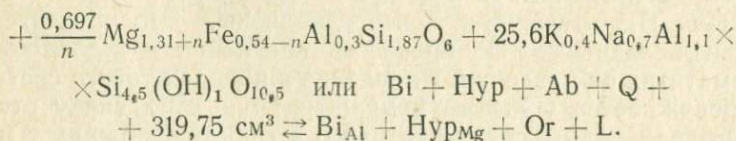
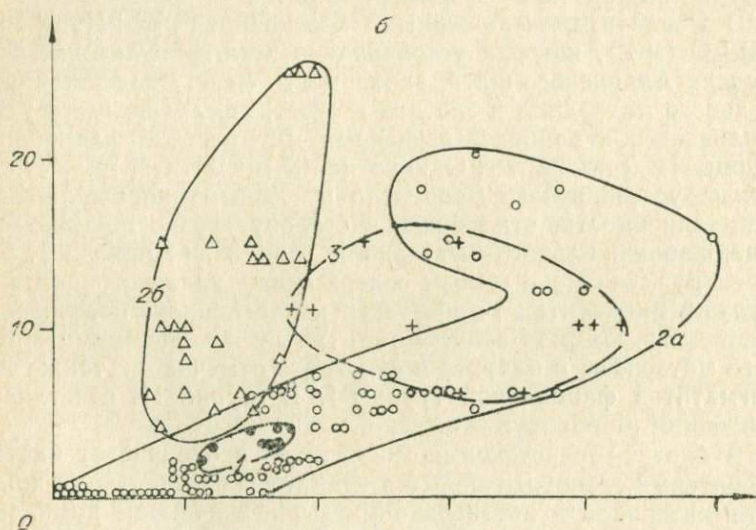
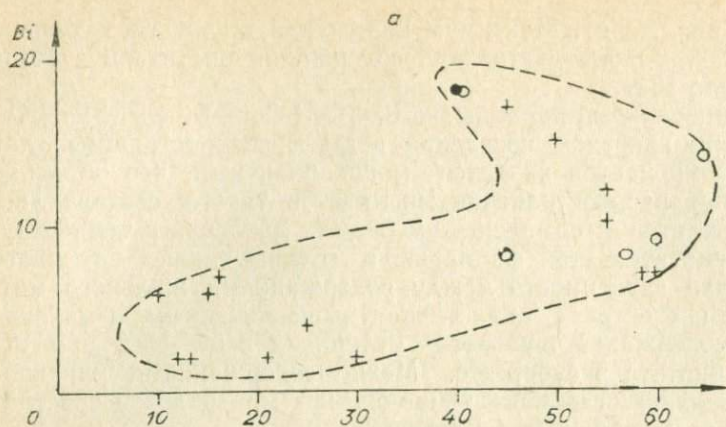
ным (рис. 32, а). Максимум количества жильного материала (50—60%) наблюдается при содержании биотита в субстрате около 16%.

Минеральный парагенезис $Bi+Gr+Cor+Sil+Pl+Or+Q+L$ при инертном поведении воды и всех остальных главных компонентов является моновариантным, что объясняет широкое распространение мигматитов такого состава лишь в гранулитовом комплексе умеренных давлений и температур. В мигматитах этой фациальной группы также намечается сложная зависимость между содержаниями жильного материала и субстрата, аналогичная вышеописанному, с максимумом содержания жильного материала в 50—65% при 10—14% биотита в субстрате. Между содержаниями жильного материала и безводных темноцветных минералов в субстрате намечается обратная закономерность.

В мигматитах, сложенных ассоциацией $Bi+Hур+Pl+Q \pm Or (+L)$, которая устойчива во всех гранулитовых комплексах Алданского щита, зависимость между содержаниями жильного материала и биотита в субстрате лучше всего устанавливается в наиболее изученных мигматитах фациальной группы II (рис. 32, б). Однако часть мигматитов р. Учур (в районе устьев ручьев Дьорунтай и Ханым) не подчиняется этой зависимости, отклоняясь в сторону резко пониженного содержания жильного материала (рис. 32, б; овал 2б). Это вероятно, связано с малым содержанием калиевого полевого шпата в мигматитах и присутствием плагиоклаза повышенной основности. Прямая зависимость между количествами жильного материала и биотита в субстрате отмечается также для мигматитов фациальной группы I. В группе III отчетливых тенденций не обнаружено.

В биотит-гиперстеновых мигматитах в отличие от биотит-гранатовых и биотит-гиперстен-гранатовых содержания жильного материала в интенсивно метаморфизованном комплексе (мигматиты группы I) и в менее метаморфизованных (группы II и III) в среднем почти одинаковы. Это объясняется большей зависимостью процессов плавления в исследуемых мигматитах от давления. Плавление в породах такого состава сопровождается большим приращением объема ввиду отсутствия граната, выделение которого в гранатсодержащих мигматитах частично компенсирует приращение объема, связанное с появлением расплава:





Приращение объема при плавлении здесь составляет 19,1%, тогда как в биотит-гранатовых и биотит-гранат-гиперстеновых мигматитах оно соответственно 7,2 и 8,1%. В связи с большим приращением объема влияние увеличения температуры на процессы плавления в ходе прогрессивного метаморфизма Алданского щита в биотит-гиперстеновых мигматитах почти компенсировалось противоположным влиянием увеличения давления, что привело к примерно одинаковому содер-

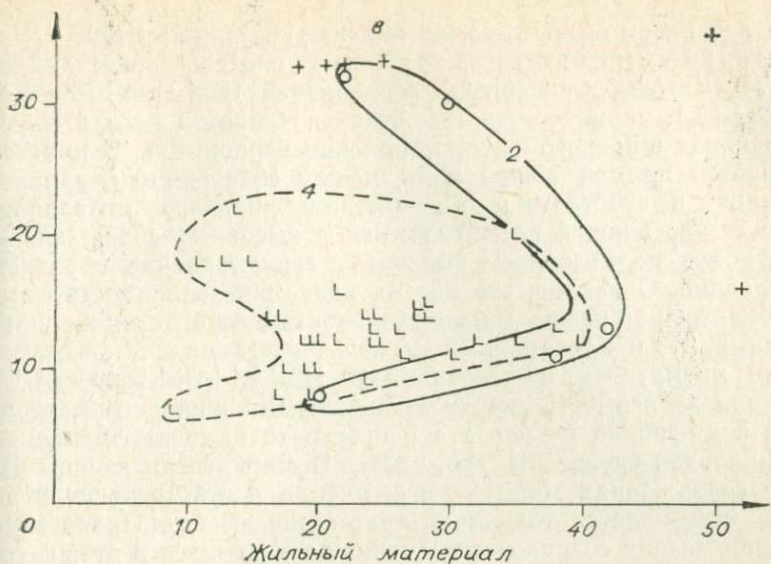


Рис. 32. Соотношение процентных содержаний биотита в субстрате и рассеянного гранитного материала в биотит-гранат-кордиеритовых (а), биотит-гиперстеновых (б) и биотит-кварц-полевошпатовых (в) мигматитах. Усл обозн. см. рис. 30. Треугольники и овал 2б,— плагимигматиты р. Учур.

жанию жильного материала в комплексах разной интенсивности метаморфизма.

Мигматиты, сложенные ассоциацией $\text{Hyr} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Or} (+\text{L})$, изучены, главным образом, по рекам Гомам и Учур, в районах широкого развития чарнокитов. Для них характерно очень низкое содержание жильного материала, колеблющееся от 0 до 16% (8,8% в среднем). Подобное явление отмечалось также Г. Винклером (1969, с. 150), который подчеркивает, что в светлых гранулитовых безроговообманковой гранулитовой субфации отсутствуют признаки сингенетичного частичного анатексиса. Такое резко пониженное содержание жильного материала хорошо подчеркивает уже рассмотренную типичную для бедных кальцием изофациальных мигматитов прямую зависимость между количеством биотита в субстрате и содержанием жильного материала.

В мигматитах, сложенных ассоциацией $\text{Vi} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Or} (+\text{L})$, наиболее широко распространенных в породах амфиболитовой фации метаморфизма, также намечается сложная зависимость между количествами биотита в субстрате и жильного материала (см. рис. 32, в). Максимальное содержание жильного материала в мигматитах фациальных групп II и IV наблюдается примерно при 13% биотита. Количество жильного материала наиболее велико в мигматитах группы

III, в среднем 52,7%, самое низкое — в мигматитах группы IV, 26,8%, в мигматитах группы II оно составляет 32,1%.

Мигматиты, сложенные ассоциацией $Hb+Hyp+Pl\pm Q\pm \pm Or(+L)$, чаще всего встречаются по рекам Гонам и Учур, в районах широкого распространения чарнокитов. В них намечается прямая зависимость между содержанием роговой обманки в субстрате и количеством жильного материала. Отсутствие данных по мигматитам с высоким содержанием амфибола не позволяет выяснить существование обратной тенденции. Очевидно, что рассматриваемая зависимость в амфибол-гиперстеновых мигматитах обусловлена теми же причинами, что и в безамфиболовых.

В мигматитах с ассоциацией $Hb+Bi+Pl+Q\pm Or(+L)$ прямая зависимость между содержаниями жильного материала и амфибола и биотита в субстрате намечается лишь в фациальной группе III (рис. 33). В мигматитах группы IV при содержаниях биотита и амфибола в субстрате от 8 до 27% наблюдается только обратная зависимость. Проявление ее при низких содержаниях амфибола и биотита в этой группе, возможно, связано с тем, что в наиболее низкотемпературных мигматитах благодаря тому, что плавление здесь только начинается, еще не исчерпаны полностью запасы воды в поровом флюиде и вода реакций дегидратации при плавлении играет меньшую роль. Здесь смена прямой тенденции между количествами гидроксилсодержащих минералов в субстрате и жильного материала на обратную должна происходить при меньших содержаниях гидроксилсодержащих минералов.

Резко пониженное количество жильного материала наблюдается в мигматитах, не имеющих гидроксилсодержащие минералы в субстрате (ассоциации $Hyp+Pl+Q\pm Or$, $Gr+Pl+Q\pm \pm Or$, $Gr+Hyp+Pl+Q\pm Or$) (табл. 19). Это, как уже отмечалось, связано с тем, что в данных мигматитах в момент образования почти не совершались реакции дегидратации и, следовательно, отсутствовала вода, необходимая для плавления. Реакции дегидратации в таких породах должны были пройти еще в доанатектическую стадию метаморфизма или это были изначально сухие породы.

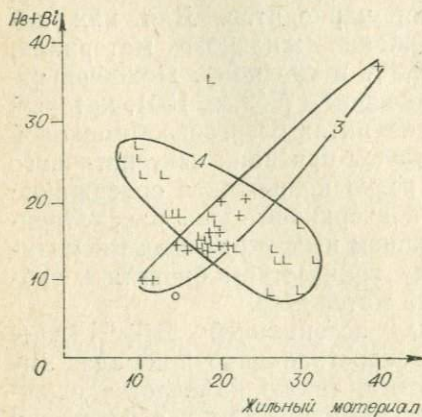


Рис. 33. Соотношение процентных содержаний биотита, роговой обманки и рассеянного гранитного материала в биотит-амфиболовых мигматитах. Усл. обозн см. рис. 30.

Количество жильного материала в гранатсодержащих мигматитах отчетливо более высокое, чем в мигматитах без граната. Это вызвано тем, что плавление в данных мигматитах при недостатке воды всегда сопровождается образованием граната. Последнее приводит к значительной компенсации положительного объемного эффекта перехода минералов в расплавленное состояние и, следовательно, к малому тормозящему влиянию на реакции плавления высокого давления, характерного для условий образования большинства рассматриваемых мигматитов.

Биотит-гиперстен-гранатовые мигматиты без кварца в субстрате содержат примерно в 1,5 раза меньше жильного материала, чем биотит-гиперстен-гранатовые с кварцем, что связано с тормозящим влиянием недостатка кварца на процессы плавления.

Рассеянный негранитный жильный материал в мигматитоподобных породах. Количество жильного материала в этих породах не очень велико и составляет чаще всего 3—6% (см. табл. 19).

Меньше всего жильного материала в кварцитах (0% по 4 замерам) и мраморах (0,3% в среднем по 90 замерам). Это, вероятно, обусловлено очень простым минеральным составом рассматриваемых пород, вследствие чего в них при прогрессивном метаморфизме почти не происходили метаморфические реакции, которые могли бы привести к изменениям объема пород, их деформациям и возникновению участков пониженных давлений, благоприятных для образования рассеянного негранитного жильного материала.

Очень мало жильного материала (1,1% в среднем по 25 замерам) и в ультраосновных кристаллических сланцах, что также, очевидно, связано с устойчивостью их минеральных парагенезисов в широком поле P — T условий гранулитовой фации и с малой интенсивностью протекания в них метаморфических реакций.

Самое высокое содержание рассеянного негранитного жильного материала (11,4% в среднем по 17 замерам) наблюдается в биотит-амфибол-двупироксеновых основных кристаллических сланцах. Это должно быть обусловлено их полиминеральностью. В таких полиминеральных породах с изменением P — T условий реакции смещенного равновесия должны протекать с большей интенсивностью, чем в маломинеральных, что приводило чаще всего и к более интенсивным деформациям пород и процессам перераспределения вещества в участках односторонних давлений.

Сравнительно много жильного материала и в амфибол-биотитовых и амфибол-гиперстеновых гнейсах (в среднем соответственно 9,9 и 7,9%), что, видимо, связано с их довольно кислым составом. Последнее, возможно, приводило к по-

Содержания жильного материала в мигматитах различных фациальных групп

Тип мигматитов	Минеральные парагенезисы субстрата (или название пород)	Количество замеров					Площадь наблюдения, м ²					Среднее содержание жильного материала				
		I	II	III	IV	всего	I	II	III	IV	всего	I	II	III	IV	В среднем
		С рассеянным гранитным материалом	Bi+Gr+Pl+Q±Or	4	196	11	48	259	52	1571,3	27	81	1731,3	61,1	38,8	33,1
Bi+Gr+Hyp+Q±Or+Pl	12		92	13	—	117	5,6	485,5	26	—	517,1	51,8	42,4	33,6	—	42,1
Bi+Gr+Hyp+Pl±Or	—		6	—	—	6	—	22,5	—	—	22,5	—	25,6	—	—	25,6
Bi+Gr+Cor+Pl+Q±Or	1		10	22	1	36	0,1	30,4	87	0,5	118	27	40,3	49,4	7	46,9
Bi+Gr+Cor+Sil+Pl+Q±Or	1		3	13	—	17	0,1	20	38,5	—	58,6	40	49	38,9	—	42,3
Bi+Gr+Sil+Pl+Q±Or	—		24	1	—	25	—	122,5	2	—	124,5	—	48,8	21	—	48,4
Gr+Hyp+Pl+Q±Or	3		30	—	—	33	0,6	163,5	—	—	164,1	3,3	15,6	—	—	15,5
Gr+Pl+Q±Or	1		3	—	—	4	1	10,5	—	—	11,5	7	5,3	—	—	5,6
Bi+Cor+Pl+Q±Or	1		—	8	—	9	0,1	—	22	—	28,1	30	—	33	—	33
Bi+Hyp+Pl+Q±Or	13		140	9	—	162	124	1278	20	—	1422	19,4	30,9	21,7	—	29,8
Hyp+Pl+Q±Or	30		42	—	—	62	26,3	602	—	—	628,3	3,6	9,0	—	—	8,8
Bi+Pl+Q±Or	—		19	2	36	57	—	96,2	5,5	193	294,7	—	32,1	52,7	26,8	29,1
Hb+Hyp+Pl+Q±Or	4		40	1	—	45	59,9	142	5	—	206,9	17,6	23,6	20	—	21,8
Hb+Pl+Q±Or	2		21	3	4	30	330	304,5	3	11,8	649,3	17,4	15,1	21,4	23,2	16,5
Hb+Bi+Pl+Q±Or	—		8	2	34	44	—	37	3,5	364	404,5	—	34,5	18,8	18,8	20,2
Pm+Hb+Pl+Q±Or±Hyp	1		4	2	—	7	1,1	13,5	8	—	22,6	17	35,7	43	—	37,5
Hb+Bi+Hyp+Pl+Q±Or	—	16	3	—	19	—	342	10	—	352	—	18,2	16,4	—	18,2	

Псевдомигматиты с рассеянным негранитным жильным материалом

Мрамор	—	90	—	—	90	—	1625,5	—	—	1625,5	—	0,3	—	—	0,3
Кварцит	4	—	—	—	4	7,5	—	—	—	7,5	0	—	—	—	0
Ультраосновные кристаллические сланцы	19	6	—	—	25	16,2	11	—	—	27,2	0,8	1,6	—	—	1,1
Pm+Hyp+Hb+Pl	40	59	20	—	119	65,8	251	47,2	—	364	3,1	6	7	—	5,5
Pm+Hyp+Hb+Bi+Pl	3	7	7	—	17	3,6	24,5	8	—	36,1	2,7	5,1	13,1	—	11,4
Pm+Hyp+Pl	—	9	—	—	9	—	34	—	—	34	—	4,1	—	—	4,1
Pm+Hyp+Bi+Pl	—	16	1	—	17	—	81,5	4	—	85,5	—	3,1	8,3	—	3,3
Hyp+Hb+Pl	29	23	8	—	60	40,1	115	21,5	—	176,6	5,5	8,5	9,5	—	7,9
Hb+Pl	1	1	—	4	6	5	16	—	4	25	4	6,4	—	4,2	5,4
Hyp+Pl	—	37	—	—	37	—	104	—	—	104	—	4,7	—	—	4,7
Hyp+Bi+Pl	1	58	—	—	59	1,2	245	—	—	246,2	8	9,9	—	—	9,9
Pm+Hb+Pl	5	11	—	10	26	9,9	41	—	116	166,9	1,1	7,1	—	4,4	4,8
Hb+Bi+Pl	—	—	3	3	6	—	—	7	7	14	—	—	6,1	4	5,1
Pm+Hyp+Hb+Gr+Pl	14	4	—	—	18	15,2	8,2	—	—	23,4	5,3	8	—	—	6,2
Pm+Hb+Gr+Pl	1	—	—	—	1	0,4	—	—	—	0,4	4	—	—	—	4
Pm+Hyp+Gr+Pl	1	10	—	—	11	1	29	—	—	30	3	4,2	—	—	4
Hb+Hyp+Gr+Pl	1	5	—	—	6	0,3	11,5	—	—	11,8	4	9,8	—	—	9,7

Содержания рассеянного гранитного жильного материала в разных по составу мигматитах с содержанием 10—16% биотита в субстрате

Минеральные парагенезисы субстрата	Средние содержания жильного материала по фациальным группам				Количество замеров по фациальным группам				Средние содержания биотита в субстрате			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Bi+Gr+Pl+Q±Or	65	46,2	32,9	15,3	3	24	14	27	13,3	12,3	13,4	14,3
Bi+Hyp+Gr+Pl+Q±Or	70	51,4	37,1	—	1	46	8	—	14	12,9	11,1	—
Bi+Gr+Cor+Pl+Q±Or	27	45	52,1	—	1	1	7	—	10	10	14	—
Bi+Gr+Cor+Sil+Pl+Q±Or	—	65	53	—	—	1	3	—	—	14	12,3	—
Bi+Gr+Sil+Pl+Q±Or	—	55,6	—	—	—	11	—	—	—	11,2	—	—
Bi+Cor+Pl+Q±Or	—	—	32	—	—	—	4	—	—	—	12,7	—
Bi+Pl+Q±Or	—	40	52	23,9	—	2	1	26	—	12	16	12
Bi+Hyp+Pl+Q±Or	—	36,6	30	—	—	7	8	—	—	12	11,5	—

явлению в них при прогрессивном метаморфизме небольшого количества расплава, большая механическая подвижность которого способствовала более интенсивной дифференциации вещества в участках односторонних давлений.

В наиболее интенсивно метаморфизованных породах южной части Алданского щита содержание рассеянного негранитного жильного материала почти всегда меньше, чем в менее метаморфизованных комплексах. Это, очевидно, связано с очень большим давлением здесь, затруднявшим процессы деформации и возникновения участков пониженных давлений.

В мигматитах с обособленными конформными телами гранитов количество последних при образовании их путем плавления наиболее кислых прослоев, в метаморфических толщах должно, прежде всего, определяться содержанием в метаморфических толщах этих прослоев, т. е. исходным составом метаморфических пород. Метаморфические толщи кислого состава содержат значительно больше конформных гранитных тел. Хотя при полевых исследованиях количества конформных гранитных тел специально не замерялись, нет сомнений в том, что максимальная концентрация рассматриваемого гранитного материала наблюдается в породах иенгской серии, имеющей в среднем очень кислый состав, близкий к составу гранитов (Кулиш, Ромашкин, 1968), и в метаморфических породах, обнажающихся по р. Олекме ниже устья р. Хани, вероятно, еще более кислого состава, чем иенгская серия.

Влияние интенсивности метаморфизма на содержание крупных конформных тел гранитов менее определено. Больше всего гранитов содержится в наименее метаморфизованном комплексе р. Олекмы и иенгрской серии, однако эти породы в среднем наиболее кислые, с чем может быть целиком связана высокая концентрация данного гранитного материала.

О влиянии интенсивности метаморфизма на содержание конформных гранитных тел легче всего судить по соотношению гранитов и гранито-гнейсов в метаморфических комплексах. Если прогрессивный метаморфизм в каком-либо районе тормозил процессы плавления, то метаморфические породы кислого состава должны быть представлены чаще всего гранито-гнейсами (но не разгнейсованными гранитами), в противоположном случае должны быть больше распространены граниты. При полевых исследованиях создалось впечатление, что в наиболее глубоко метаморфизованных комплексах Алданского щита изменяется соотношение между гранитами и гранито-гнейсами в сторону увеличения роли последних. Видимо, на Алданском щите увеличение температуры при прогрессивном метаморфизме было с избытком компенсировано тормозящим влиянием на процессы переплавления увеличения давления. Этим может быть объяснена выявленная в последнее время (Маракушев, 1965; Лутц, 1966; Винклер, 1969; Менерт, 1971; Добрецов и др., 1972) тенденция более широкого распространения гранитов в менее метаморфизованных амфиболитовых комплексах по сравнению с гранулитовыми. Однако эта тенденция может быть обусловлена и более кислым составом этих толщ (Добрецов и др., 1972), что на Алданском щите, действительно, наблюдается. Кислый исходный состав метаморфических толщ, возможно, приводил к тому, что они не могли нагреваться до очень высоких температур, свойственных гранулитовой фации, поскольку повышение температуры в них тормозилось более интенсивным плавлением, требующим больших затрат тепла. Относительно небольшой удельный вес кислых по составу пород и еще большее уменьшение его при плавлении в соответствии с законом изостазии приводили к меньшему погружению кислых толщ по сравнению с основными, обладающими большим удельным весом. В связи с этим давление при метаморфизме кислых толщ не достигало таких больших величин, как при метаморфизме более основных по составу гранулитовых комплексов. Таким образом, возможно, не относительно слабый метаморфизм является причиной широкого распространения автохтонных гранитов, а большое количество последних — причина относительно слабого метаморфизма.

Максимальное количество конформных тел гранито-гнейсов также должно быть приурочено к наиболее кислым по составу метаморфическим комплексам, что, действительно, на-

блюдается на Алданском щите. Гранито-гнейсы здесь наиболее распространены в относительно кислых по составу породах иенгрской и олекминской серий.

Влияние интенсивности метаморфизма на количество гранито-гнейсового материала должно находиться в обратной зависимости от влияния ее на степень плавления. При полевых наблюдениях создается впечатление о заметном увеличении отношения количества гранито-гнейсов к количеству гранитов в наиболее глубоко метаморфизованных комплексах Алданского щита.

Секущий гранитный жильный материал в изученных мигматитах чаще всего обладает признаками изофаціальности с вмещающими метаморфическими породами, что указывает на относительно небольшие его перемещения. В этом случае наибольшие его концентрации следует ожидать в кислых метаморфических комплексах (р. Олекма и иенгрская серия), что, действительно, наблюдается. Кажущееся исключение составляет федоровская свита, где очень много секущих гранитов при основном составе большинства пород метаморфического облика. Метаморфизм пород федоровской свиты осуществлялся в условиях несколько пониженных давлений по сравнению с другими изотемпературными комплексами Алданского щита, что следует из широкого развития кордиерита в изредка встречающихся высокоглиноземистых гнейсах, отсутствия граната в основных кристаллических сланцах. В связи с некоторым отклонением в сторону малоглубинности, а также в связи со значительной обводненностью пород этой свиты (вода в связанном виде в значительном количестве находилась в амфиболах и биотитах основных кристаллических сланцев и выделялась при мигматитообразовании в результате реакций дегидратации) создавались условия для почти полного переплавления кислых по составу метаморфических пород.

На примере федоровской свиты хорошо заметно, что метаморфические породы основного состава иногда содержат весьма значительное количество секущих и согласных гранитных тел. Увеличение количества гранитного материала около тел основных метаморфических пород в мигматитах Беломорья отмечали К. А. Шуркин (1957) и В. А. Бабошин (1966) и связывали с возникновением зон пониженных давлений на контакте пластичных гнейсов с более жесткими основными породами, где концентрировался расплав. Вероятно, большое содержание гранитного материала в некоторых богатых основными породами толщах и около прослоев и будин в значительной степени связано с более интенсивным плавлением, обусловленным присутствием повышенных количеств воды, выделявшейся при реакциях дегидратации в основных породах.

Глава IV.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИГМАТИТОВ

ОБЪЕМ СИСТЕМЫ

При расшифровке физико-химических условий образования мигматитов необходимо выяснить, в какой системе следует анализировать процессы образования мигматитов — в объеме жильный материал или жильный материал+субстрат. Ошибка при решении этого важного вопроса может привести к существенным ошибкам при решении других вопросов. Например, если в мигматитах, сформировавшихся путем анатектической дифференциации в условиях закрытой системы, анализировать минеральные парагенезисы жильного материала в отрыве от парагенезисов субстрата, то из-за недоучета части минеральных фаз, участвующих в процессах мигматитообразования, можно прийти к ложному выводу о вполне подвижном поведении и привносе — выносе некоторых компонентов. Такая ошибка, на наш взгляд, часто допускается при доказательстве метасоматического генезиса мигматитов.

В первую очередь, необходимо решить вопрос о соотношении процессов мигматитообразования и метаморфизма. Многие исследователи отмечают, что мигматиты приурочены обычно к комплексам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, т. е. к породам температура которых достаточно высока для начала плавления. Жильный материал и субстрат в них часто содержат одинаковые минералы и, следовательно, их минеральные парагенезисы в значительной мере изофациальны в отношении $P-T$ условий. Это является основанием для наиболее распространенных представлений (Шуркин и др., 1962; Suk, 1964; Lundgren, 1966; White, 1966; Менерт, 1971; и др.) о неразрывной связи процессов мигматитообразования с прогрессивным метаморфизмом. Часть исследователей, однако (Кинг, 1967; Половинкина, 1970; и др.), на основании часто встречающихся и связываемых с влиянием гранитизации явлений частичного замещения гиперстена, граната и кордиерита биотитом, клинопироксена амфиболом, отсутствия явлений параллелизма минералов в жильном материале и иногда более высокого содержания в его темноцветной составляющей гидроксилсодержащих минералов (биотита, амфибола) по сравнению с темноцветной составляющей субст-

рата считают мигматитообразование и вообще гранитообразование процессом полностью или частично более поздним, чем прогрессивный метаморфизм.

При рассмотрении вопроса о соотношении процессов метаморфизма и мигматитообразования следует учесть, что формирование мигматитов в общем случае состоит из двух процессов — образования вещества субстрата и жильного материала (например, выплавления) и образования их минеральных парагенезисов (кристаллизации). Соотношения этих процессов с прогрессивным метаморфизмом не одинаковы в разных типах мигматитов и мигматитоподобных пород.

В мигматитах с рассеянным гранитным жильным материалом образование вещества жильного материала и субстрата (или дифференциация) должно полностью совпадать с высокотемпературной стадией прогрессивного метаморфизма. Это подтверждается присутствием таких мигматитов только в высокотемпературных метаморфических породах, существованием зависимости между содержанием рассеянного гранитного материала и количеством воды, выделившейся при метаморфических реакциях дегидратации, признаками химической равновесности темноцветов субстрата и жильного материала.

Минеральные парагенезисы субстрата, если в них существенно не проявились процессы диафореза, связанные с отделением воды при кристаллизации расплава, должны быть синхронны с кульминацией прогрессивного метаморфизма. Минералы жильного материала ввиду того, что кристаллизация расплава обычно происходит с понижением температуры, должны формироваться преимущественно в регрессивную стадию. Исключение могут составлять сверхэвтектические в основном темноцветные минералы, формировавшиеся одновременно с процессами плавления. Эти минералы вследствие заторможенности регрессивных реакций могут существенно не изменить свой состав в момент кристаллизации расплава. В связи с этим в мигматитах, образовавшихся путем анатектической дифференциации, минералы в жильном материале могут быть как одновременны с минералами субстрата и кульминацией прогрессивного метаморфизма, так и более поздними. Первое подтверждается рассмотренной выше родственностью или идентичностью минеральных парагенезисов субстрата и жильного материала, последнее — данными табл. 21, где приведены коэффициенты распределения магния

$$\left(K_D = \frac{X_{Mg}^a (1 - X_{Mg}^\delta)}{X_{Mg}^\delta (1 - X_{Mg}^a)} \right), \text{ где } X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn} \quad \text{в минералах}$$

a и *δ*) между темноцветными минералами в субстрате и жильном материале и температуры образования, определенные по

геотермометрам Л. Л. Перчука (1970₁). В 7 случаях из 13 изученных темноцветы в жильном материале оказались несколько более низкотемпературными, чем в субстрате. Пониженная температурность темноцветных минералов в жильном материале отмечалась Л. Л. Перчуком (1970₂).

Сочетание парагенетической однородности рассматриваемых мигматитов с несколько различным распределением магния в темноцветных минералах субстрата и жильного материала, видимо, связано со спецификой регрессивных изменений темноцветов жильного материала в период его кристаллизации заключающейся в том, что в процессе таких изменений минеральные парагенезисы почти не меняются, а происходит лишь некоторое перераспределение химических компонентов между минералами. Это легче осуществить с энергетической точки зрения, поскольку не требует процессов перекристаллизации.

В мигматитоподобных породах с рассеянным негранитным жильным материалом как вещество, так и минеральные парагенезисы субстрата и жильного материала должны быть синхронны с метаморфизмом и между собой. Это подтверждается признаками изофациальности данных мигматитов с вмещающими их метаморфическими комплексами, родственностью минеральных парагенезисов субстрата и жильного материала и близостью состава одноименных минералов в них. Коэффициенты распределения магния между темноцветными минералами и определенные по ним температуры в одном случае (табл. 21) выше в жильном материале, в другом — в субстрате. Эти различия, возможно, связаны с разной скоростью регрессивного перераспределения магния в минералах субстрата и жильного материала.

В мигматитах с крупными конформными телами гранитов, образовавшихся, вероятно, в результате переплавления наиболее кислых прослоев, тела субстрата и жильного материала должны иметь дометаморфическое происхождение, минеральные парагенезисы субстрата должны быть синхронными с прогрессивным метаморфизмом, большинство минералов жильного материала могло сформироваться в регрессивную стадию метаморфизма при кристаллизации расплава, часть минералов, в основном темноцветных, не расплавившихся в кульминацию метаморфизма, может быть синхронна с ним. В 3 изученных случаях температура образования темноцветов в жильном материале меньше, чем в субстрате, в 3 — больше (см. табл. 21). Выше показано, что минеральные ассоциации субстрата и жильного материала в рассматриваемых мигматитах химически неравновесны между собой. Это может сказаться на коэффициентах распределения магния между минералами, в связи с чем точность определения по ним относительной температурности не велика. Последним, веро-

Коэффициенты распределения магния между темновыми минералами и температуры формирования субстрата и жильного материала в мигматитах

Тип мигматитов	Субстрат						Жильный материал					
	образцы	минералы	X _{Mg} первого минерала	X _{Mg} второго минерала	K _{D Mg}	T°C	образцы	минералы	X _{Mg} первого минерала	X _{Mg} второго минерала	K _{D Mg}	T°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
С рассеянным гранитным жильным материалом	B-75-1	Gr—Bi	0,267	0,503	0,361	695	B-75-2	Gr—Bi	0,268	0,524	0,332	684
	B-76-12c	Gr—Bi	0,330	0,581	0,356	702	B-76-126	Gr—Bi	0,335	0,607	0,327	696
	B-105-5	Gr—Bi	0,441	0,674	0,381	718	B-105-4	Hyp—Bi	0,545	0,607	0,636	713
		Gr—Cor	0,441	0,778	0,212	729		Gr—Bi	0,448	0,715	0,324	709
		Bi—Cor	0,674	0,788	0,582			Gr—Cor	0,448	0,830	0,166	714
	B-114-3	Gr—Hyp	0,582	0,742	0,485	710 при 10 кб	B-114-3a	Gr—Hyp	0,622	0,789	0,440	700 при 10 кб
	B-136-2	Gr—Bi	0,256	0,589	0,239	645	B-136-2	Gr—Bi	0,268	0,589	0,256	650
	B-124	Hyp—Pm	0,548	0,622	0,737	870	B-124-1	Hyp—Pm	0,547	0,593	0,830	900
	R-500-a	Gr—Bi	0,301	0,568	0,327	692	B-5006	Gr—Bi	0,319	0,575	0,346	700
	B-501-1a	Gr—Bi	0,282	0,564	0,303	680	B-501-16	Gr—Bi	0,301	0,574	0,319	694
	B-507-a	Gr—Bi	0,247	0,519	0,304	712	B-507-6	Gr—Bi	0,256	0,541	0,291	691
	B-513-5a	Gr—Bi	0,257	0,525	0,312	675	B-513-56	Gr—Bi	0,197	0,474	0,272	650
	B-518-2a	Gr—Bi	0,222	0,457	0,340	631	B-518-26	Gr—Bi	0,229	0,481	0,321	675
	B-518-a	Gr—Bi	0,219	0,492	0,290	656	B-518-6	Gr—Bi	0,257	0,513	0,322	682
	С рассеянным негранитным материалом	B-74-13	Hyp—Pm	0,456	0,558	0,662	800	B-74-14	Hyp—Pm	0,438	0,554	0,626
B-247-a		Hyp—Hb	0,456	0,460	0,982	715						
B-247-a		Hb—Pm	0,460	0,558	0,819	675	B-247-6	Hb—Bi	0,650	0,705	0,776	590
		Hb—Bi	0,662	0,745	0,668	570		Hyp—Bi	0,700	0,705	0,978	725
								Hyp—Hb	0,700	0,650	1,256	900
								Pm—Bi	0,736	0,705	1,166	705
								Pm—Hb	0,736	0,650	1,501	660
						Pm—Hyp	0,736	0,700	1,195	900		
С конформными гранитными телами	B-20-Г	Gr—Bi	0,353	0,608	0,353	705	B-20-E	Gr—Bi	0,360	0,563	0,437	720
						Hyp—Bi		0,573	1,563	1,043	740	
						Gr—Hyp		0,360	0,573	0,420	730 при 8 кб	
	B-138-1	Gr—Bi	0,343	0,629	0,308	690	B-138-2	Gr—Bi	0,336	0,628	0,299	678
	B-139	Gr—Bi	0,311	0,574	0,334	693	B-139-1	Gr—Bi	0,320	0,593	0,324	692
	B-351-16	Hb—Bi	0,448	0,510	0,780	555	B-351-1a	Hb—Bi	0,459	0,482	0,911	757
B-515a	Gr—Bi	0,258	0,536	0,301	673	B-515-B	Gr—Bi	0,246	0,529	0,293	668	
B-510-16	Gr—Bi	0,171	0,460	0,242	642	B-510-36	Hyp—Bi	0,184	0,429	0,300	660	
С секущими гранитными телами	B-148-1	Hyp—Bi	0,527	0,508	1,08	742	B-148	Hyp—Bi	0,533	0,518	1,062	744
		Hyp—Hb	0,527	0,552	0,904	760						
		Hb—Bi	0,552	0,508	1,197	650						
	B-342-1a	Hb—Bi	0,652	0,636	1,074	620	B-342a	Hb—Bi	0,478	0,529	0,815	574

ятно, обусловлены иногда получаемые цифры более высокой температуры формирования темноцветов жильного материала.

В мигматитоподобных породах с конформными гранито-гнейсовыми телами вещество субстрата и жильного материала, скорее всего, является дометаморфическим, минеральные парагенезисы субстрата и жильного материала должны быть синхронны с метаморфизмом. Последнее подтверждается приведенными выше признаками изофациальности рассматриваемых образований с вмещающими их метаморфическими породами — в гранулитовых комплексах как субстрат, так и жильный материал содержат гиперстен, в комплексах амфиболитовой фации метаморфизма — только темноцветы, характерные для этой фации (биотит, амфибол, гранат, клинопироксен).

В мигматитах с секущими гранитными телами, являющихся инъекционными, вещество субстрата должно быть дометаморфическим, вещество жильного материала в виде расплава могло внедряться как в этап прогрессивного, так и в этап регрессивного метаморфизма. Минеральные парагенезисы субстрата в связи с этим должны быть одновременны с кульминацией прогрессивного метаморфизма, что подтверждается рассмотренными ранее признаками изофациальности субстрата данных мигматитов с вмещающими метаморфическими породами. Минералы жильного материала могут быть как одновременными с кульминацией прогрессивного метаморфизма, так и более поздними. Это подтверждается практически изотемпературностью гиперстена и биотита в субстрате и жильном материале в одном из двух изученных образцов и меньшей температурностью амфибола и биотита в жильном материале — в другом (см. табл. 21). Чаще всего минеральные парагенезисы субстрата и секущего жильного материала близки к изофациальным, что указывает на относительно небольшие перемещения расплава в инъекционных мигматитах и его анатектическую природу.

Формирование всех типов мигматитов и мигматитоподобных пород, таким образом, тесно связано с прогрессивным метаморфизмом — в породах с рассеянным гранитным и негранитным жильным материалом им обусловлены сами процессы дифференциации метаморфических пород на субстрат и жильный материал, в псевдомигматитах с гранито-гнейсовыми конформными телами — образование минеральных парагенезисов, в мигматитах с конформными и секущими гранитными телами — формирование расплава.

Максимальная температура метаморфизма в настоящее время 950—1000° (Маркушев и др., 1971; Добрецов и др., 1970) и даже 1100° (Карсаков, 1973), наиболее низкотемпе-

ратурные гранитные расплавы кристаллизуются при температурах порядка 620° . Очевидно, что в гранулитовых комплексах анатектические расплавы должны кристаллизоваться в течение длительного посткульминационного этапа снижения температуры на $200\text{--}300^{\circ}$. Поэтому окончательное формирование некоторых гранитных тел (главным образом крупных), генетически связанных с прогрессивным метаморфизмом, и регрессивный метаморфизм пород, вызываемый отделяющимися от кристаллизующихся гранитов летучими, могут заканчиваться в этап, значительно оторванный во времени от прогрессивного метаморфизма. Это подтверждается радиологическими и геологическими признаками иногда более молодого возраста гранитов по сравнению с вмещающими метаморфическими породами. Такие признаки не указывают, однако, на отсутствие связи между процессами метаморфизма и гранитообразования, на наложенность процессов гранитизации. Приводимые данные указывают на неразрывную связь этих процессов.

Необходимо решить, следует ли при анализе физико-химических условий образования мигматитов рассматривать субстрат и жильный материал в пределах одной системы или их следует считать независимыми системами, или они являются разными состояниями одной системы.

Приведенные признаки химической равновесности субстрата и гранитного материала в момент образования в мигматитах с рассеянным жильным материалом (идентичность или родственность минеральных парагенезисов, близкий состав одноименных темноцветных минералов), а также другие признаки формирования их путем анатектической или метаморфической дифференциации (рассеянное распределение жильного материала, замкнутость большинства его тел, постепенность переходов между субстратом и жильным материалом, характер небольших различий в составе одноименных темноцветных минералов в субстрате и жильном материале и др.) свидетельствуют о том, что процессы формирования субстрата и жильного материала должны рассматриваться в пределах одной системы. Они тесно взаимосвязаны и не могут быть поняты в отрыве друг от друга.

Признаки химической неравновесности конформных гранитных и гранито-гнейсовых тел и секущих гранитных жил с вмещающими метаморфическими породами (парагенетическая разновидность субстрата и гранитного материала, разный состав одноименных минералов в них), как и признаки независимости процессов формирования субстрата и гранитного материала (распределение гранитного и гранито-гнейсового материала в виде крупных хорошо обособленных тел, характер различий в составе одноименных минералов в суб-

страте и гранитном материале) с учетом данных о неметасоматическом генезисе гранитного материала (многоминеральность, признаки инертности воды и других компонентов), указывают на то, что субстрат и жильный материал в этих породах должны рассматриваться в качестве самостоятельных систем. В случае метасоматического генезиса гранитного материала (не подтвердившегося нашими исследованиями) субстрат и жильный материал следовало бы рассматривать в качестве разных состояний одной и той же системы.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ ТИП СИСТЕМЫ

Для петрологии мигматитов очень важно определение степени открытости — закрытости системы во время образования. С физико-химической точки зрения именно к решению этого вопроса главным образом сводится дискуссия между трансформистами и магматистами. Из взглядов первых вытекает, что система при образовании мигматитов и гранитов должна быть открытой в отношении Na, K, Si, Mg, Fe, Ti, Ca, H₂O, т. е. практически для всех химических компонентов. Из взглядов вторых следует, что система при формировании гранитов и мигматитов может быть закрытой в отношении всех главных химических компонентов, однако взглядам магматистов не противоречит и подвижность части компонентов.

В настоящее время существуют две точки зрения на степень открытости системы при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. Часть исследователей (Йодер, 1957; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970; и др.) приходят к заключению об изохимичности этих процессов в отношении всех компонентов, кроме летучих, которые удаляются. Другие исследователи (Лопадю-Арг, 1950; Engel, Engel, 1960; и др.) считают, что метаморфизм сопровождается значительной миграцией Si, Mg, Ca и других компонентов. В работах А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука (1972) в последнее время развиваются представления о ведущей роли потоков глубинных восстановленных «водородных» и «углеводородных» флюидов, окисление которых «захороненным» кислородом осадков дает тепло и воду, необходимые для метаморфизма и гранитообразования.

Ниже будет сделана попытка рассмотреть вопрос о степени открытости — закрытости системы при процессах метаморфизма и мигматитообразования на основании собранного фактического материала по мигматитам и по имеющимся литературным данным.

Привнос-вынос вещества по результатам сопоставления химических составов пород

Многочисленны в настоящее время попытки выяснения привноса — выноса вещества при метаморфизме и мигматитообразовании путем сопоставления составов метаморфизованных и мигматизированных пород с составом предполагаемых исходных пород. Сопоставляются они либо вне связи с конкретными районами (например, Лопадю-Арг, 1950), либо в зонально-метаморфических комплексах конкретных районов с учетом геологических взаимоотношений.

Эти методы определения привноса — выноса не лишены, однако, существенных недостатков. Многие исследователи отмечали, что обычно не удается с полной достоверностью выяснить первичный состав метаморфизованных и мигматизированных пород, поскольку даже в зонально-метаморфических комплексах, где сопоставляются составы пород с учетом их залегания, нет полной уверенности в том, что состав последних не изменяется по простиранию, и, следовательно, в том, что одни и те же породы в разных зонах не имели несколько различный первичный состав. При решении вопроса о привносе — выносе вещества при высокотемпературном метаморфизме и мигматитообразовании необходимы знания происхождения гранитного материала. Очевидно, что при образовании мигматитов путем анатектической и метаморфической дифференциации состав метаморфических пород необходимо определить как средневзвешенный из состава субстрата и жильного материала. При образовании мигматитов в результате дифференциального анатексиса и метаморфической перекристаллизации субстрат и жильный материал должны рассматриваться как самостоятельные части. В инъекционных мигматитах при сопоставлениях должен учитываться только состав субстрата. Неучет жильного материала в случае наиболее распространенной мигматизации типа анатектической дифференциации даже при изохимичности процессов метаморфизма и мигматизации может привести к ложному выводу о привносе при метаморфизме компонентов, не входящих в больших количествах в гранитную «эвтектику» Mg, Fe, Ca.

Таким образом, метод определения привноса — выноса вещества сопоставлением составов метаморфизованных и мигматизированных пород и малоизмененных даже в случае полной изохимичности процессов метаморфизма и мигматитообразования не гарантирует от ложных выводов о привносе — выносе компонентов. Важно, что противоположная ошибка — получение вывода об изохимичности при неизохимичности на самом деле — почти невозможна. Почти невероятно, чтобы

избыток или недостаток каждого из компонентов в измененных породах по сравнению с неизменными, обусловленный привносом — выносом этих компонентов мог быть компенсирован одновременно для каждого компонента соответствующей по величине и знаку ошибкой, связанной с неточностью определения состава исходных пород. Данный метод может дать ошибку в сторону переоценки степени открытости системы и почти не может дать ошибки в сторону ее недооценки. При существенной неизохимичности процессов метаморфизма и мигматитообразования практически не должно быть случаев, в которых бы устанавливались идентичность или большая близость состава измененных и неизмененных пород, выявленная разница в их составе должна повторяться по знаку, величине и компонентам, к которым она относится. В случае приближения этих процессов к изохимическим наряду с разницей в составе измененных и предполагаемых неизмененных пород могут встречаться случаи большой близости или даже идентичности составов. Вероятно, что встречающаяся разница будет не постоянной по величине и компонентам, к которым она относится.

Анализ результатов многочисленных исследований свидетельствует о том, что между составами мигматизированных и метаморфизованных и неизмененных пород существует такая степень соответствия, какую следует ожидать в случае приближения процессов метаморфизма и мигматитообразования к изохимическим — весьма многочисленны случаи практически полного соответствия составов измененных и неизмененных пород, устанавливаемая некоторыми исследователями разница в этих составах не согласуется в отношении почти всех компонентов. Из известных нам 16 исследований в 8 авторы пришли к выводу об изохимичности процессов метаморфизма и мигматитообразования в отношении нелетучих химических компонентов, в 8 — об аллохимичности процессов. Однако в последнем случае выводы о том, какие нелетучие компоненты привносятся, а какие выносятся, довольно противоречивы.

М. Сак (Suk, 1964), изучавший явления мигматизации в молданубикских парагнейсах, пришел к заключению об изохимическом характере мигматизации. Аналогичные результаты были получены Б. Г. Батлером (Butler, 1965) при исследовании мигматизированных гнейсов серии Мойн (Шотландия). А. Мияширо и Х. Хармура (Добрецов и др., 1970) на основании изучения палеозойских пород о. Хонсю пришли к выводу о том, что метаморфизм был изохимичным, за исключением воды и кислорода, которые выносились. К. Менерт и А. Виллигалис (Менерт, 1971), исследуя поведение щелочей в биотит-плагноклазовых парагнейсах Шварцвальда, нашли, что мигматиты по содержанию щелочей существенно не отли-

чаются от исходных пород. В. Я. Хильтова и др. (1972) путем статистического изучения содержаний петрогенных окислов в апопелитовых породах зональных метаморфических комплексов Северо-Байкальского нагорья и Северного Приладожья установили, что содержание породообразующих окислов с увеличением степени метаморфизма не меняется, за исключением H_2O и CO_2 . Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева (1972), исследовавшие петрохимию некоторых глаукофансодержащих пород, пришли к заключению об изохимическом характере глаукофанового метаморфизма. С. Б. Лобач-Жученко и др. (1972) на основании площадного изучения химического состава зонально-метаморфических комплексов Северного Приладожья установили изохимический характер метаморфизма и ультраметаморфизма. К. Б. Кепежинская (1973), используя строгие метаморфические методы, показал, что процесс низко- и среднетемпературного регионального метаморфизма не сопровождается заметным изменением валового состава пород.

В выводах сторонников неизохимического характера метаморфизма почти нет единства по вопросу о том, какие компоненты привносятся, а какие выносятся. П. О. Лопадю-Арг (1950), сопоставлявший химические составы пород, являющиеся, по его мнению, апопелитами, пришел к выводу о выносе при региональном метаморфизме и гранитизации MgO , FeO , Al_2O_3 и привносе Na_2O , K_2O и отчасти CaO . Д. М. Шоу (Show, 1956) на основании сравнения химических составов и глубоко метаморфизованных апопелитов сделал вывод о выносе CaO и O_2 при метаморфизме. А. Энгел и К. Энгел (Engel, Engel, 1960) нашли, что увеличение степени метаморфизма высокоглиноземистых гнейсов массива гор Адирондак сопровождалось увеличением в них количества Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO и уменьшением K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 и H_2O , что связывалось ими, главным образом, с привносом и выносом компонентов гранитизирующими растворами. Х. Дж. Зварт (Zwart, 1962) на примере филлитов, постепенно переходящих в биотит-мусковитовые гнейсы и далее в силлиманитовые гнейсы, в районе Центральных Пиринеев решил, что метаморфизм привел к увеличению количества K_2O и к уменьшению O_2 . П. Е. Браун (Brown, 1967), сопоставлявший химические составы пород серии Мойн (Шотландия), пришел к заключению об обогащении мигматитов Na_2O . Б. В. Петров и В. А. Макрыгина (1972) сделали вывод, что в зонально-метаморфическом комплексе Патомского нагорья метаморфизм сопровождался миграцией магния и железа. В. А. Буряк и др. (1971) пришли к заключению, что метаморфизм в зонально-метаморфическом комплексе Витимо-Патомского нагорья вызвал увеличение в породах амфиболитовой фации по сравнению с эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой SiO_2 , K_2O

и Na_2O и уменьшение Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 . А. А. Маракушев и др. (1971) на примере метаморфических пород Тихоокеанского складчатого пояса пришли к выводу о привносе при метаморфизме натрия.

Инертность — подвижность поведения компонентов по результатам анализа числа фаз в минеральных парагенезисах

Для выяснения степени изохимичности процессов мигматитообразования будут использованы результаты изучения числа фаз и минеральных парагенезисов в мигматитах и метаморфических породах. Применение числа фаз для этих целей основано на приложении правила фаз к открытым системам, в которых, по Д. С. Коржинскому, компоненты делятся на вполне подвижные и инертные. Компоненты, химические потенциалы которых являются факторами равновесия системы, называются вполне подвижными. Компоненты, массы или моли которых являются факторами равновесия системы, относятся к инертным (Коржинский, 1957, с. 19). Химические потенциалы вполне подвижных компонентов определяются внешней средой и не зависят от состава системы и процессов, происходящих в ней, что требует очень высокой миграционной способности этих компонентов. Химические потенциалы инертных компонентов определяются составом системы и процессами, происходящими в ней (а также внешними факторами равновесия), и не зависят от потенциалов этих компонентов во внешней среде, что в случае равновесного течения процессов требует очень низкой миграционной способности этих компонентов. Инертность поведения какого-либо компонента не означает, однако, полного отсутствия перемещений этого компонента, что отмечалось многими исследователями (Коржинский, 1953; Николаев, 1958; Доливо-Добровольский, 1967; Маракушев, 1971). Так, начавшаяся реакция с поглощением компонента из инфильтрующегося раствора может не дойти до конца вследствие очень малого количества просочившегося раствора или низкой концентрации компонента в нем. Компонент привнесется в породу, но останется инертным в физико-химическом смысле. Перемещения какого-либо инертного компонента, кроме механического внедрения расплава или породы, возможны либо путем диффузии через неподвижные раствор или расплав, либо путем инфильтрации с растворами. Для процессов мигматитообразования последний вариант наиболее интересен. Рассмотрим возможные масштабы инфильтрационных перемещений инертных компонентов при процессах мигматитообразования.

Пусть в породе с концентрацией какого-либо инертного компонента, равной $C_{п}^1$, и концентрацией этого компонента в равновесном с породой флюиде $C_{пф}$ начинает просачиваться флюид с концентрацией данного компонента $C_{пф}$. На передовом фронте инфильтрующегося флюида в породе будет происходить реакция с поглощением или выделением компонента с изменением его концентрации в породе до $C_{п}^2$, равновесной с $C_{пф}$, и с переходом его во вполне подвижное состояние. Количество поглощенного или выделенного породой компонента $m_{пв}$ в участке, пришедшем в равновесие с инфильтрующимся флюидом, в наиболее простом случае обычно равно произведению объема прореагировавшей породы $V_{п}$ на изменение в ней концентрации компонента или произведению объема просочившегося флюида $V_{пф}$ на изменение в нем концентрации компонента,

$$m_{пв} = V_{п} \cdot (C_{п}^1 - C_{п}^2) = V_{пф} \cdot (C_{пф} - C_{пф}). \quad (1)$$

В инфильтрующемся флюиде концентрация компонента в зоне реакции достигает его концентрации в поровом флюиде, равновесном с породой. Он будет просачиваться через породу практически, не реагируя с ней и пронося инертный в неизменной породе компонент. Количество пронесенного инертного компонента ($m_{пр}$) определяется формулой

$$m_{пр} = V_{пф} \cdot C_{пф}, \quad (2)$$

характеризующей способность компонента к перемещениям при сохранении его инертного поведения. Заменяя в (2) трудноопределимое $V_{пф}$ на его значение, найденное из (1), получим

$$m_{пр} = \frac{V_{п} \cdot C_{пф} \cdot (C_{п}^1 - C_{п}^2)}{C_{пф} - C_{пф}}. \quad (3)$$

Отсюда следует, что количество пронесенного инертного компонента тем больше, чем больше объем породы, пришедшей в равновесие с инфильтрующимся флюидом, и чем больше концентрация этого компонента в поровом флюиде, равновесном с породой. Величина $\frac{C_{п}^1 - C_{п}^2}{C_{пф} - C_{пф}}$ близка к среднему коэффициенту разделения компонента между породой и равновесным с ней флюидом и сравнительно мало изменяется при изменении концентраций.

Наибольший интерес представляет зависимость $m_{пр}$ от $V_{п}$, поскольку она позволяет по степени изменения породы оценивать количество пронесенных инертных компонентов. Очевидно, что если $V_{п} = 0$, то и $m_{пр} = 0$, т. е. если в породе с

инертным поведением компонента при процессах минералообразования отсутствует зона с вполне подвижным его поведением, обусловленная реакцией породы с инфильтрующимся флюидом, то пронос инертного компонента в этой породе не имел места. В случае присутствия такой зоны $m_{пр}$ должно быть пропорционально ее мощности.

Неоднократно отмечалось, что жильный материал мигматитов невозможно считать зоной изменения метаморфических пород под влиянием просачивающегося флюида по многим причинам и, в частности, по причине незонального распределения. В мигматизированных метаморфических комплексах породы, для которых устанавливается виртуальное инертное поведение определенных компонентов, обычно перемежаются с породами, для которых инертность поведения этих компонентов не удается надежно установить парагенетическим методом. Однако для последних пород обычно нет оснований предполагать, что они являются результатом изменения первых под влиянием инфильтрующихся флюидов. Например, в случае переслаивания гнейсов с ассоциацией $Sil+Or+Q$, формировавшихся при виртуальном инертном поведении калия с основными кристаллическими сланцами или биотит-гранатовыми гнейсами (для которых с помощью правила фаз трудно судить о поведении калия), обычно нельзя предположить, что последние образовались за счет силлиманитовых. Иными словами, в мигматизированных комплексах обычно нет признаков существования отчетливых зон изменения метаморфических пород под влиянием инфильтрации компонентов с флюидом и, следовательно, не должно было происходить существенного перемещения этих компонентов. Мощность таких зон, если бы они существовали, должна была быть гигантской, чтобы перемещения виртуальных инертных компонентов имели значение при формировании мигматитов. Например, в случае мощности зоны изменения в 1 м и $C_{иф}$, $C_{п}^1$, $C_{п}^2$ равных соответственно 0,1; 0,2; 0,05 и 0,15 г/см³, через 1 см² сечения породы должно просочиться $m_{пр} = \frac{100 \cdot 1 \cdot 0,1 \cdot (0,15 - 0,05)}{0,2 - 0,1} = 10$ г инертного компонента. Если бы при мигматизации путем просачивания флюида привносился или выносился только 1 вес. % жильного материала, то при 20 км мощности мигматизированных толщ через 1 см² должны были бы проноситься многие десятки тонн химических компонентов.

Приведенные рассуждения относятся к случаю физико-химической равновесности флюидов с вмещающими породами. Существование же сколько-либо существенной неравновесности этих флюидов с вмещающими породами вряд ли можно предполагать ввиду их тесного взаимодействия, малой скорости продвижения и высокой температуры. Активацион-

ные барьеры также не могут быть существенным препятствием для перехода виртуальных инертных компонентов во вполне подвижное состояние, поскольку для такого перехода не требуется зарождения новых минералов, достаточно лишь полного исчезновения одного из существующих.

Таким образом, все вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что в мигматизированных метаморфических породах инертное поведение какого-либо компонента при процессах минералообразования означает отсутствие привноса — выноса его в количествах, имеющих значение для петрологии этих пород.

Использование числа фаз для определения инертности — подвижности поведения химических компонентов основано на применении правила фаз Гиббса $n = K + 2 - \Phi$, где n — вариантность системы, K — число компонентов, Φ — число фаз. В приложении к открытым системам, в которых существуют инертные (K_i) и вполне подвижные (K_m) компоненты, правило фаз можно записать следующим образом $n = K_i + K_m + 2 - \Phi$, откуда $K_i = \Phi - 2 + n - K_m$. Согласно этому уравнению, число инертных компонентов в минеральных парагенезисах с K_m вполне подвижных компонентов при $n = 0$, $n = 1, \dots$, $n = K_m$, $n = K_m + 1$ соответственно на $K_m + 2$, $K_m + 1, \dots$, 2 и 1 меньше числа фаз. На $K_m + 2$ -мерной диаграмме данные парагенезисы при этих условиях не имеют $K_m + 2$ -мерной области устойчивости, поскольку вариантность этих парагенезисов меньше $K + 2$. Например, на трехмерной диаграмме при $n = 0$, $n = 1$ и $n = 2$ данные области представлены соответственно точкой, линией и плоскостью. В связи с этим вероятность существования равновесных парагенезисов с $n < K_m + 2$ в природных условиях бесконечно мала (если отсутствует стабилизирующее влияние дополнительных компонентов и кинетических факторов). Определенную вероятность существования в природе имеют лишь минеральные парагенезисы с $n \geq K + 2$, в них $\Phi \leq K_i$, т.е. «... максимальное число минералов в равновесной системе метаморфического типа равно числу инертных компонентов» (Коржинский, 1957, с. 79).

Отсюда следует, что широко распространенные равновесные полиминеральные парагенезисы наиболее ценны для определения инертности — подвижности компонентов, поскольку число фаз в них, скорее всего, должно приближаться к числу инертных компонентов. Малоинеральные парагенезисы менее ценны, поскольку в силу неизвестности природы их вариантности не ясно, связана ли их малоинеральность с малым числом инертных компонентов или с большой вариантностью, обусловленной существованием внутренних степеней свободы (вследствие широких изоморфных замещений) при большом числе инертных компонентов. Из сказанного

следует также, что при определении числа инертных компонентов рассматриваемым методом существует риск ошибочного преуменьшения их числа и маловероятна ошибка в сторону преувеличения их количества.

Ниже будут рассматриваться минеральные парагенезисы, в которых все минералы образуют самостоятельные выделения и не содержат минералов, встречающихся только в реакционных оторочках, т. е. минеральные парагенезисы с признаками формирования всех минералов в одну главную стадию метаморфизма. Некоторые минералы (биотит, кордиерит, амфибол) наряду с самостоятельными зернами иногда образуют также оторочки вокруг других минералов. Существование таких оторочек — естественное следствие смещения минеральных равновесий при снижении температуры и давления в регрессивную стадию метаморфизма и не дает оснований считать все зерна этих минералов более поздними.

Наибольший интерес представляет определение инертности — подвижности при образовании мигматитов с рассеянным гранитным жильным материалом, поскольку эти мигматиты наиболее широко распространены. В них, как показано выше, жильный материал обладает признаками формирования из кварц-полевошпатового расплава, образующегося как фаза в ходе сложных реакций дегидратации гидроксилосодержащих темноцветных минералов. Его образование сопровождается формированием одних твердых фаз и разложением других. Из этого следует, что минеральные парагенезисы рассматриваемых мигматитов в случае сохранения в субстрате ассоциации кварц+калиевый полевошпат+плагноклаз (т. е., при неполном выплавлении кварц-полевошпатовой «эвтектики») должны включать в себя все минералы субстрата и жильного материала плюс расплав. В случае отсутствия в субстрате одного или нескольких минералов кварц-полевошпатовой «эвтектики», присутствующих в жильном материале, минеральные парагенезисы мигматитов в кульминационный этап плавления должны состоять из минералов субстрата, расплава и сверхэвтектических минералов жильного материала.

Наиболее распространенной среди самых полиминеральных мигматитов с рассеянным гранитным жильным материалом является ассоциация $Gr+Cor+Bi+Sil+Pl+Og+Q$ в субстрате (см. табл. 1). В жильном материале этих мигматитов отсутствуют какие-либо новые по сравнению с субстратом минералы. С учетом, по крайней мере, одного рудного минерала, обычно присутствующего в небольших количествах, и расплава девятифазной ассоциации $Gr+Cor+Bi+Sil+Pl+Og+Q+Rd+L$ в момент мигматитообразования должно было соответствовать не менее 9 инертных компонентов. Главными химическими компонентами рассматриваемых мигмати-

тов являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O , второстепенными — TiO_2 , Fe_2O_3 и CaO . Все главные компоненты и хотя бы два второстепенных должны быть инертными.

Эти же компоненты должны быть инертными и при формировании мигматитов с ассоциациями $\text{Bi} + \text{Hyp} + \text{Cor} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} (+\text{Rd} + \text{L})$, $\text{Gr} + \text{Bi} + \text{Hyp} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} (+\text{Rd} + \text{L})$. В мигматитах, сложенных парагенезисом $\text{Pm} + \text{Hyp} + \text{Hb} + \text{Bi} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} (+\text{Rd} + \text{L})$, также не менее 9 компонентов должны быть инертными. Почти с полной уверенностью к таким компонентам можно отнести SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Еще одним инертным компонентом является TiO_2 или Fe_2O_3 .

При образовании широко распространенных мигматитов с шестью минеральными парагенезисами в субстрате $\text{Gr} + \text{Cor} + \text{Bi} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q}$, $\text{Cor} + \text{Bi} + \text{Hyp} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q}$, $\text{Bi} + \text{Cor} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q}$, $\text{Bi} + \text{Gr} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q}$ с учетом одного рудного минерала и расплава инертными компонентами должны быть, по крайней мере, SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O и TiO_2 или Fe_2O_3 . Эти компоненты, содержания которых контролируют количество фаз в период анатексиса, являются виртуальными или избыточными инертными.

Среди названных инертных компонентов отсутствуют второстепенные компоненты мигматитов. Это не означает, однако, что они являются вполне подвижными. Часть из них — явно обособленные инертные компоненты, например P_2O_5 в апатите, ZrO_2 в цирконе. Часть, скорее всего, является изоморфными инертными компонентами (MnO_2 , F , Cl , иногда TiO_2 , Fe_2O_3 и др.), концентрации их в породах ниже тех, которые необходимы для того, чтобы они обуславливали существование самостоятельных фаз.

Из малоинеральных ассоциаций интерес представляет широко распространенный в высокоглиноземистых мигматитах парагенезис $\text{Sil} + \text{Or} + \text{Q}$. Если пренебречь относительно небольшим содержанием в калиевом полевоом шпате натрия, то данная ассоциация окажется сложенной тремя главными компонентами SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O , каждый из которой является инертным.

Очень интересна довольно часто встречающаяся в средне-температурных метапелитах (Lambert, 1959; Маракушев, 1965; Соколов, 1965; Evans, Guidotti, 1966; Нарайцев, Лебедев, 1968; Okrusch, 1969) ассоциация $\text{Ms} + \text{Or} + \text{Sil} (\text{And}) + \text{Q}$. В калиевых полевых шпатах этого парагенезиса содержится 0,1—0,2 формульных количеств натрия (в расчете на 8 атомов кислорода) при 0,8—0,9 формульных количеств калия, в мусковитах — 0,05—0,07 формульных количеств натрия при 0,85—0,9 формульных количеств калия (в расчете на 12 атомов кислорода, Lambert, 1959; Evans, Guidotti, 1966), т. е. разница в соотношении содержания натрия и калия в калиевом

полевым шпате и мусковите относительно невелика. В рассматриваемых породах почти всегда присутствует кислый плагиоклаз, разложение или образование которого по реакции типа $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + 2\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{O}$ или $2\text{Ab} = \text{Sil}(\text{And}) + 2\text{Q} + \text{Na}_2\text{O}$ должно в значительной мере служить буфером в отношении натрия. В связи с этим нам в отличие от А. А. Маракшева (1965) представляется, что натрий практически не должен стабилизировать рассматриваемую ассоциацию. В этом случае она оказывается сложной четырьмя главными компонентами — SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и H_2O , каждый из которых является инертным.

В мигматитоподобных породах с рассеянным негранитным материалом мало полиминеральных парагенезисов, удобных для исследования соотношений инертности — подвижности химических компонентов, поскольку эти мигматиты распространены чаще всего в основных породах, в которых все минералы (амфибол, пироксены, гранат, биотит, плагиоклаз) обладают широкими пределами изоморфных замещений в отношении многих компонентов, что увеличивает внутренние степени свободы в таких системах и уменьшает число минералов даже при инертности поведения всех компонентов. В объем системы при формировании данных мигматитов входят субстрат и жильный материал и, следовательно, их минеральные парагенезисы должны включать все минералы субстрата и жильного материала.

Наиболее полиминеральная из изученных нами ассоциаций содержит 7 минералов, $\text{Pm} + \text{Hb} + \text{Hyp} + \text{Bi} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Rd}$. Из 10 компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , слагающих данную ассоциацию, по крайней мере, 7 являются инертными. В малораспространенных бедных кальцием мигматитоподобных породах этого типа встречаются ассоциация $\text{Sil} + \text{Or} + \text{Q}$, указывающая на инертное поведение K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , а также ассоциации $\text{Bi} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Rd}$, $\text{Bi} + \text{Gr} + \text{Cor} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Q} + \text{Rd}$, указывающие на инертное поведение, по крайней мере, 7 петрогенных компонентов.

В мигматитах с конформными телами гранитов (и в других еще не рассмотренных) должны анализироваться лишь минеральные парагенезисы жильного материала, поскольку формирование последних не связано существенно с процессами в субстрате. При образовании этих мигматитов, скорее всего, должен был существовать расплав. Однако учитывать его в качестве дополнительной фазы к минеральным парагенезисам жильного материала нет оснований, поскольку в кульминационный этап плавления одна из фаз жильного материала могла отсутствовать. Наиболее полиминеральный из изученных парагенезисов (см. табл. 3) содержит 7 минералов $\text{Pm} + \text{Hyp} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Rd}$, что указывает на инертное пове-

дение при его формировании, по крайней мере, 7 главных химических компонентов.

Наиболее полиминеральные ассоциации гранито-гнейсов в псевдомигматитах с конформными телами гранито-гнейсов также содержат 7 минералов $\text{Hyr} + \text{Bi} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Rd}$, $\text{Bi} + \text{Hyr} + \text{Cor} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Rd}$ (см. табл. 5), что свидетельствует об инертном поведении по крайней мере, 7 главных химических компонентов — безусловно, SiO_2 , MgO , FeO и скорее всего, Al_2O_3 , K_2O , $\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ и TiO_2 или Fe_2O_3 . Встречающаяся в гранито-гнейсах ассоциация $\text{Sil} + \text{Or} + \text{Q}$ указывает на инертное поведение K_2O , SiO_2 и Al_2O_3 .

Самые полиминеральные парагенезисы в секущем гранитном жильном материале изученных мигматитов содержат 8 минералов $\text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hb} + \text{Bi} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Rd}$. Восьми фазам соответствует, по крайней мере, 8 инертных компонентов, скорее всего, ими являются SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и Fe_2O_3 или TiO_2 .

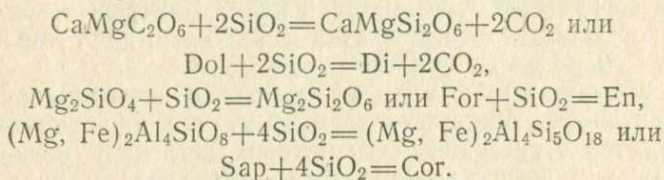
Таким образом, анализ числа фаз в полиминеральных парагенезисах свидетельствует о том, что при образовании мигматитов с рассеянным гранитным жильным материалом главные химические компоненты, в том числе и вода, вели себя инертно. При формировании других типов мигматитов и мигматитоподобных пород достаточно определенно устанавливается инертность поведения нелетучих компонентов.

Инертность — подвижность поведения компонентов по результатам анализа неравновесных минеральных парагенезисов

Одним из признаков, позволяющих судить о степени открытости системы при процессах метаморфизма и мигматитообразования, является степень равновесности разных по составу мигматитов и метаморфических пород. Если метаморфизм и мигматитообразование осуществляются в условиях системы, открытой для ряда компонентов, и подвижность последних связана с просачиванием флюидов, то поверхности равных потенциалов вполне подвижных компонентов должны примерно совпадать с поверхностями равных температур и давлений. Породы одинаковой степени метаморфизма, таким образом, должны быть близки к состоянию физико-химического равновесия в отношении химических потенциалов предполагаемых вполне подвижных компонентов. Химическая неравновесность метаморфических пород и мигматитов разного состава очевидна, она выражается в сосуществовании изофациальных по P — T -условиям толща минеральных парагенезисов, несовместимых при одинаковых химических потенциалах компонентов.

В гранулитовых комплексах Алданского щита и других регионов явно несовместимыми при одинаковом химическом по-

тенциале кремнекислоты являются неустойчивые в присутствии кварца парагенезисы с форстеритом, доломитом или сапфирином, с одной стороны, и кварцсодержащие — с другой. Парагенезисам с кварцем соответствует максимальный при данных $P-T$ химический потенциал кремнекислоты, парагенезисам с форстеритом, доломитом или сапфирином — значительно более низкий. Породы с доломитом, форстеритом или сапфирином тесно ассоциируются с кварцсодержащими породами. Это возможно лишь при инертном поведении кремнекислоты. Если бы кремнекислота могла мигрировать через породы на большие расстояния путем диффузии во флюиде или просачивания последнего, то при высоком химическом ее потенциале во флюиде доломит, форстерит, и сапфирин исчезли бы в породах по реакциям:



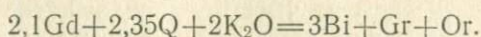
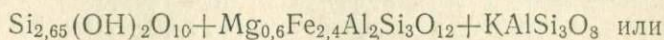
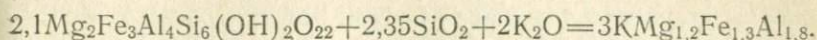
В случае низкого потенциала кремнекислоты во флюиде последний должен был растворять кварц, что при большом количестве флюида привело бы к исчезновению кварца в породах.

Известно, что в одних и тех же метаморфических комплексах одни и те же минералы в разных парагенезисах заметно различаются по железистости. Это свидетельствует об инертности поведения магния и железа. Сосуществование в одних и тех же комплексах пород с форстеритом и пород с гиперстеном было бы невозможно при вполне подвижном поведении магния и железа, поскольку произошла бы реакция $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4 = (\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3 + (\text{Mg, Fe})\text{O}$ или $\text{For} = \text{Hyp} + (\text{Mg, Fe})\text{O}$ с разложением форстерита или гиперстена.

Различия в содержаниях K , Na , Ca и Al в одноименных минералах разных по составу породах одних и тех же метаморфических комплексов указывает на инертность поведения данных компонентов. При вполне подвижном поведении кальция невозможно было бы, например, сосуществование пород с основным плагиоклазом и силлиманитсодержащих пород с кварцем и кислым плагиоклазом, поскольку произошла бы реакция $2\text{Na}_{0,7}\text{Ca}_{0,3}\text{Al}_{1,3}\text{Si}_{2,7}\text{O}_8 + 1,5\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 8,9\text{SiO}_2 + 2,5\text{CaO} = 7\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_{0,8}\text{Al}_{1,8}\text{Si}_{2,2}\text{O}_8$ или $2\text{Pl}_{30} + 1,5\text{Sil} + 8,9\text{Q} + 2,5\text{CaO} = 7\text{Pl}_{80}$. При вполне подвижном поведении глинозема в изофациальных не очень высокотемпературных комплексах не встречались бы совместно породы с ассоциациями $\text{Gr} + \text{Cor}$ и $\text{Hyp} + \text{Q}$ ввиду реакции $1,8\text{Mg}_{1,4}\text{Fe}_{0,6}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_8 + 0,4\text{Mg}_{0,9}\text{Fe}_{2,1}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} = 2,4\text{Mg}_{1,2}\text{Fe}_{0,8}\text{Si}_2\text{O}_6 + 2,7\text{SiO}_2 + 4\text{Al}_2\text{O}_3$

или $1,8 \text{ Co} + 0,4 \text{ Gr} = 2,4 \text{ Hур} + 2,7 \text{ Q} + 4 \text{ Al}_2\text{O}_3$ с разрушением одного из парагенезисов.

При вполне подвижном поведении калия не могли бы сосуществовать с ассоциациями $\text{Cd} + \text{Q}$ и $\text{Vi} + \text{Gr} + \text{Or}$, поскольку произошла бы реакция



В настоящее время большинство исследователей предполагает вполне подвижное поведение воды при процессах минералообразования в мигматизированных породах, поэтому явления сосуществования несовместимых при одинаковом химическом потенциале воды минеральных парагенезисов в изофациальных породах будут рассмотрены детальнее.

Давно замечено, что минеральные парагенезисы, отвечающие разным значениям химического потенциала воды, часто встречаются в тесном переслаивании друг с другом. Д. С. Коржинский (1936), например, отмечал сосуществование ассоциаций $\text{Vi} + \text{Sil} + \text{Q}$ и $\text{Gr} + \text{Co} + \text{Or}$ в метаморфических комплексах Южного Прибайкалья, переслаивание данных ассоциаций описал С. П. Кориковский (1967) в докембрии Удачно-Становой зоны.

Многочисленны такие явления и в докембрии Алданского щита. В крупном штуде из обнажения по р. Сеймдые, по данным В. И. Кицула, в разных прослоях содержатся следующие минеральные парагенезисы: $\text{Vi} + \text{Sil} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Pl} + \text{Ilm}$, $\text{Gr} + \text{Co} + \text{Hур} + \text{Vi} + \text{Pl} + \text{Ilm}$, $\text{Gr} + \text{Co} + \text{Pl} + \text{Or} + \text{Q} + \text{Ilm}$. Железистость граната в этих парагенезисах, судя по замерам показателей преломления, близка и равна примерно 60%. Ассоциация $\text{Vi} + \text{Sil} + \text{Q}$ при равенстве температуры, давления и химических потенциалов второстепенных компонентов неравновесна по химическому потенциалу воды с ассоциациями $\text{Gr} + \text{Co} + \text{Or}$ и частично с ассоциацией $\text{Hур} + \text{Co}$.

Рассматриваемые парагенезисы не обладают признаками одновременности, поэтому их сосуществование нельзя объяснить наложенными процессами. В них всегда присутствует ильменит, стабилизовавший химический потенциал титана при процессах минералообразования, поэтому их сонахождение не может быть связано с разницей химического потенциала титана. Стабилизирующее влияние возможной разницы в количестве микрокомпонентов должно быть ничтожным ввиду их малых содержаний. Сосуществование данных парагенезисов, видимо, связано с разницей в химическом потенциале воды при их формировании, что возможно лишь в случае инертного ее поведения. При вполне подвижном поведении

последней произошли бы реакции типа $Bi+Sil+Q \rightleftharpoons Gr+Coq+Or+H_2O$, $Gr+Bi+Q \rightarrow Hup+Coq+Or+H_2O$ с сохранением только одного какого-либо парагенезиса.

Несовместимые при одинаковом химическом потенциале воды минеральные парагенезисы $Gr+Bi+Q$ и $Hup+Coq+Or$ описаны в среднем течении р. Сутам, парагенезисы $Bi+Sil+Q$ и $Gr+Coq+Or$ в районе устья и в верхнем течении р. Тимптон, в среднем течении р. Сутам, в верховье р. Чульман. Эти парагенезисы не имеют признаков одновременности образования, в них чаще всего присутствует ильменит, различия в содержании марганца в гранатах обычно не существенны.

Другим выражением сосуществования несовместимых при одинаковом химическом потенциале воды минеральных парагенезисов, видимо, являются различия в составе темноцветных минералов в дивариантных и моновариантных ассоциациях в изофациальных по $P-T$ условиям метаморфических породах и, особенно, случаи «обратных» соотношений железистости темноцветных минералов в некоторых ассоциациях. Например, из диаграмм состав — парагенезис (Маркушев, 1965, 1968 и др.) следует, что при постоянном химическом потенциале воды железистость минералов в ассоциациях с кордиеритом, наиболее магниезиальным минералом, должна быть всегда ниже, чем в изофациальных минеральных парагенезисах высокоглиноземистых пород без кордиерита. Даже в одних и тех же обнажениях, в породах явно изофациальных, довольно обычны случаи меньшей железистости граната в породах без кордиерита по сравнению с кордиеритсодержащими. Так, в одном и том же обнажении по р. Алдан, в 2 км ниже устья р. Нимгеркан, по данным В. И. Кицула, гранат в ассоциации $Gr+Coq+Bi+Pl+Or+Q+Mt+Ilm$ имеет общую железистость 69,3%, а в ассоциации без кордиерита $Gr+Bi+Pl+Or+Q+Ilm+Mt$ — 64,8%. В районе устья р. Тимптон железистость граната в парагенезисе $Gr+Coq+Sil+Pl+Or+Q$ — 71,7%, а в ассоциации $Gr+Hup+Bi+Pl+Or+Q$ — 65,1, в ассоциации $Bi+Gr+Pl+Or+Q$ — 69,3%. По р. Тыркан гранат в парагенезисе $Gr+Coq+Bi+Sil+Pl+Or+Q$ имеет железистость 68,1%, в парагенезисе $Gr+Sil+Bi+Pl+Or+Q$ — 57,3%. В среднем течении р. Сутам железистость граната в ассоциации $Gr+Coq+Bi+Sil+Pl+Or+Q$ — 56,3%, в ассоциации $Gr+Hup+Sil+Pl+Or+Q+Rt$ — 41,8% (табл. 10, 11 обр. В-114-3). Явление повышенной железистости граната в кордиеритсодержащих породах отмечал С. П. Кориковский (1967), анализ более железистого граната в кордиерит-гиперстеновых гнейсах по сравнению с биотит-гранатовыми из докембрия Охотского массива приведен Г. А. Гринбергом (1968).

Рассматриваемые минеральные парагенезисы не обладают признаками одновременности образования, содержания мар-

ганца в гранатах близки, поэтому более высокую железистость граната кордиеритсодержащих парагенезисов нельзя объяснить более поздним образованием последних или влиянием разницы в содержании марганца. Это должно быть связано с разницей в химическом потенциале воды при процессах минералообразования в изофациальных по $P-T$ условиям метаморфических комплексах, что указывает на ее инертное поведение.

Инертность — подвижность поведения компонентов при образовании реакционных оторочек

В реакционных оторочках существует редкая возможность видеть одновременно начальные и конечные минералы природных реакций, поэтому их изучение может дать ценную информацию об условиях инертности—подвижности компонентов при процессах минералообразования.

Исследование реакционных кайм, встречающихся в породах Алданского щита и других районах, приводит к заключению о существовании двух типов реакционных соотношений (Кичул и др., 1971). В первом, наиболее распространенном, хорошо заметны изменения состава минералов, в другом—такие изменения не устанавливаются.

Первая разновидность распространена в сравнительно маломинеральных породах и описана многими исследователями (Коржинский, 1945; Маракушев, 1965; Шульдинер, 1966, 1969; Кулиш, 1968; и др.). Типичные представители ее — гиперстен-плаггиоклазовые симплектиты р. Сутам. Здесь в основных кристаллических сланцах, сложенных (обр. 88-1) гранатом ($N=1,775\pm 0,004$), клинопироксеном ($Ng=1,723$, $Np=1,697\pm 0,003$), гиперстеном ($Ng=1,719$, $Np=1,706\pm 0,003$), плаггиоклазом ($Ng=1,565\pm 0,002$) и магнетитом, крупные зерна граната имеют симплектитовые оторочки из плаггиоклаза ($Ng=1,576$), мелких зерен гиперстена и магнетита (рис. 34). С учетом только последних трех минералов реакция распада граната в этой породе, согласно правилу фаз, в общем случае может быть рассчитана только при трех виртуальных инертных компонентах. Минералы же сложены семью главными компонентами — SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и O_2 . При таком расчете четыре компонента, вероятнее всего O_2 , Na_2O , CaO и SiO_2 , следовало бы считать вполне подвижными. Реакция разложения граната в этом случае должна иметь вид:

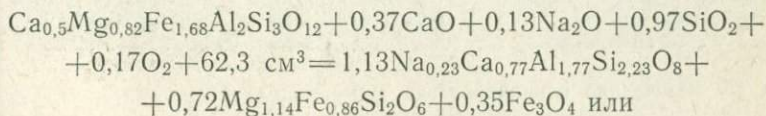
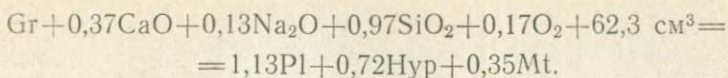




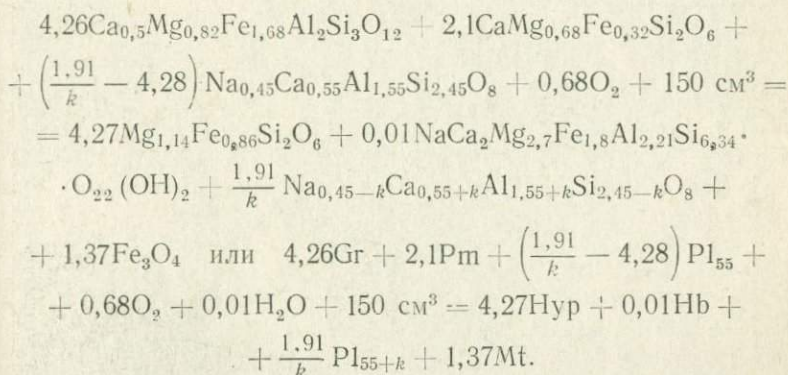
Рис. 34. Биотит-гиперстен-магнетитовый симплектит вокруг граната. Без анализатора, увел. 84, обр. 88-1, р. Сутам.



Рис. 35. Замещение клинопироксена гиперстеном. С анализатором, увел. 95, обр. 88-1.



На основании аналогичных рассуждений некоторые исследователи приходят к выводу о значительном количестве вполне подвижных компонентов при разложении и образовании граната в основных кристаллических сланцах. На этом примере хорошо видно, однако, что с подобным выводом нельзя согласиться. Допущение о вполне подвижном поведении SiO_2 , CaO и Na_2O справедливо при рассмотрении лишь в масштабе одной оторочки. Но уже при рассмотрении в масштабе шлифа выясняется, что зерна клинопироксена также участвуют в реакции, замещаясь по краям более мелкими зернами гиперстена (рис. 35), и компенсируют дефицит CaO , возникающий при разложении граната. Плаггиоклаз, развивающийся в симплектите (судя по показателям преломления), значительно более основной (№ 77), чем первичный плаггиоклаз (№ 55), при этом зерна последнего по краям замещаются битовнитом № 77 (рис. 36), восполняя недостаток Na_2O , возникающий при распаде граната. Роговая обманка (после граната наиболее недосыщенный кремнекислотой минерал), как и гиперстен, замещает по краям зерна клинопироксена (рис. 37), компенсируя дефицит SiO_2 , образующийся при разложении граната. Детальное изучение взаимоотношения всех минералов и учет изменений их состава таким образом, приводит к заключению об инертном поведении при образовании изученных оторочек не только MgO , FeO , Al_2O_3 , но и CaO , Na_2O и SiO_2 . Реакция разложения граната в этом случае:



В данном случае устанавливается инертное поведение шести компонентов, однако это минимально возможное количество инертных компонентов. Кислород и вода, поведение которых не известно и которые приняты условно подвижными компонентами в реакции, на самом деле могут быть инертны-



Рис. 36. Развитие роговой обманки на контакте пироксенов с плагиоклазом. Без анализатора, увел. 20, обр. 88-1.

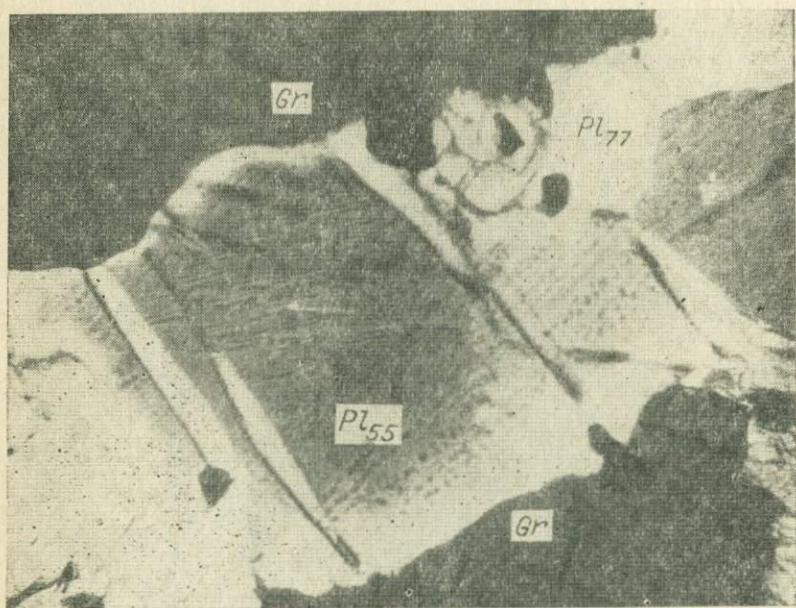


Рис. 37. Обратная зональность в плагиоклазе. С анализатором, увел. 100, обр. 88-1.

ми и обуславливать разную степень окисленности и гидратированности новообразованных минералов по сравнению с реликтовыми. Такие изменения состава минералов, к сожалению, надежно не диагностируются оптическими методами.

При образовании реакционных оторочек, очевидно, не обязательно, чтобы каждый минерал обнаруживал реакционные взаимоотношения. При достаточной подвижности составляющих компонентов выделяющаяся в ходе реакции роговая обманка, например, могла наращивать уже существующие зерна этого минерала без ясно выраженных признаков более позднего развития. Поэтому при выяснении подвижности — инертности поведения компонентов необходимо учитывать все минералы породы, даже те, которые не обнаруживают видимого участия в реакциях.

Типичные представители второй разновидности реакционных оторочек, при образовании которых состав минералов существенно не менялся, — келефитовые каймы граната из бассейна среднего течения р. Учур (обр. 331/1). Здесь в основном гнейсе, сложенном гранатом ($N=1,800$), клинопироксеном ($Ng=1,745$, $Np=1,726$) роговой обманкой ($Ng=1,720$, $Np=1,696$), гиперстеном ($Ng=1,765$, $Np=1,745$), плагиоклазом ($Ng=1,550$, $Np=1,543$), кварцем, магнетитом и ортоклазом, в антипертитовых вростках присутствуют оторочки граната на контакте плагиоклаза с магнетитом, гиперстеном и клинопироксеном (рис. 38). Вокруг роговой обманки таких оторочек не обнаружено, наоборот, она, как и гранат, нередко развивается на контакте плагиоклаза с магнетитом. Семь минералов, участвующих в реакции, свидетельствуют об инертном поведении по крайней мере 6 компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO и Na_2O . Калий при образовании рассматриваемых оторочек, видимо, играет роль обособленного инертного компонента, поскольку входит в состав единственной фазы — ортоклаза. При детальном изучении рассматриваемой породы не обнаружено изменений состава плагиоклаза и железистости темноцветных минералов на контакте с гранатом, что вполне закономерно, поскольку большое количество минералов в породе обуславливает компенсацию возникающего избытка или дефицита каких-либо инертных компонентов простым изменением количественных соотношений между минералами. Реакция образования граната в этой породе: $1,54Na_{0,65}Ca_{0,35}Al_{1,35}Si_{2,65}O_8 + 1,5Ca \cdot Mg_{0,4}Fe_{0,6}Si_2O_6 + 1,54Mg_{0,5}Fe_{1,5}Si_2O_6 + 0,14Fe_3O_4 + H_2O = NaCa_2Mg_{1,35}Fe_{3,15}Al_2 \times \times Si_{6,5}O_{22}(OH)_2 + 0,08Ca_{0,5}Mg_{0,25}Fe_{2,25}Al_2Si_3O_{12} + 3,41SiO_2 + 0,07O_2 + 1,5 \text{ см}^3$ или $Pl + Pm + Hup + Mt + H_2O \rightleftharpoons Hb + Gr + Q + O_2 + 1,5 \text{ см}^3$. Соотношение исходных и конечных продуктов в этой реакции, как и в предыдущей, полностью соответствует взаимоотношению минералов в шлифах, что указывает на



Рис. 38. Оторочка граната на контакте магнетита и гиперстена с плагиоклазом. Без анализатора, увел. 50, обр. 331/1, р. Гонам.

правильность положенного в основу расчетов соотношения инертности — подвижности химических компонентов.

Приведенный анализ оторочек, таким образом, также свидетельствует об инертном поведении при их образовании нелетучих компонентов.

Происхождение порфиробласт

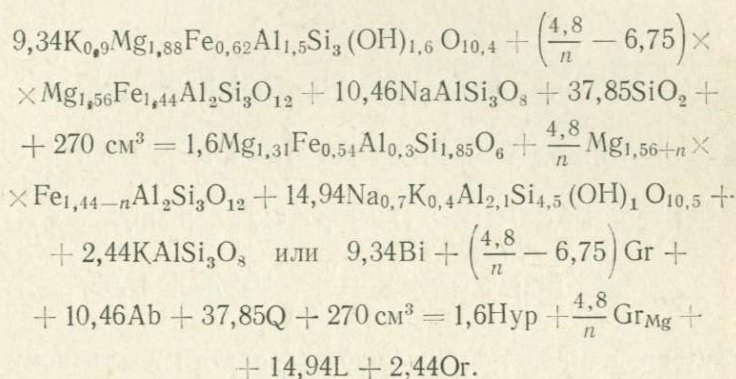
Вопрос о генезисе порфиробласт в мигматитах и метаморфических породах важен, поскольку развитие порфиробласт, особенно калиевого полевого шпата, ряд исследователей (Баклунд, 1950; Dietrich, 1960; Менерт, 1971; Махлаев, Коробова, 1972; и др.) считают одним из признаков метасоматического характера процессов гранитообразования. Однако наиболее распространенной в настоящее время является гипотеза метаморфического происхождения порфиробласт в глубоких метаморфических комплексах.

При метаморфическом генезисе порфиробласт их образование чаще всего связывают с явлениями собирательной перекристаллизации (Jones, 1961; White, 1966; Smithson, 1971; и др.), либо с медленной кристаллизацией на ограниченном числе зародышей минералов, накапливающихся в ходе мета-

морфических реакций (Neuerburg, 1957; Елисеев, 1963: Добрецов и др., 1970). Полученные результаты полностью подтвердили последнюю точку зрения (Шкодзинский, 1973).

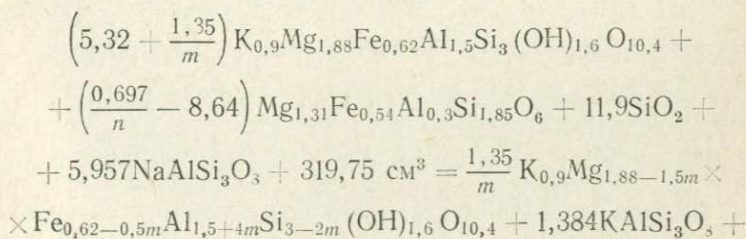
Важной особенностью явлений порфиروبластеза является то, что в прогрессивно метаморфизованных и мигматизированных породах порфиробласты формировали только те минералы, которые накапливались в ходе реакций прогрессивного метаморфизма и анатексиса. Это видно из нижеследующего сопоставления минерального состава порфиробласт (табл. 22) и реакций прогрессивного метаморфизма и анатексиса.

В породах, сложенных ассоциацией $Gr + Hup + Bi + Pl + Q + Or$, при прогрессивном метаморфизме и анатексисе должна осуществляться реакция изменения железистости темноцветных минералов



В ходе этой реакции с увеличением температуры постепенно увеличивались количества калиевого полевого шпата, гиперстена и граната за счет кварца и биотита. Порфиробласты в рассматриваемых породах (см. табл. 22) во всех 99 изученных случаях представлены именно калиевым полевым шпатом, гиперстеном и гранатом, биотит и кварц в виде порфиробласт не были встречены.

В мигматитах, содержащих парагенезис $Hup + Bi + Pl + Q + Or$, судя по реакции изменения железистости и глиноземистости темноцветных минералов (на бесконечно малые величины n и m соответственно)



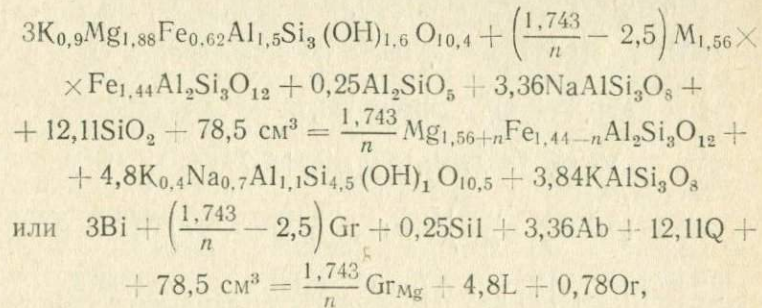
Минералы, встречающиеся в виде порфиروبласт

Парагенезисы суб- страта мигматитов	Gr+Hyp+Bi+Pl+ ±Q±Or			Hyp+Bi+ +Pl+ +Q±Or		Gr+Bi+Sil+ Pl+Q±Or		Gr+Bi+ Cor+Sil+ +Pl+ +Q±Or	
	Or	Gr	Hyp	Or	Hyp	Or	Gr	Or	Gr
Порфиروبласты	Or	Gr	Hyp	Or	Hyp	Or	Gr	Or	Gr
Количество слу- чаев	83	3	13	29	9	13	13	3	1
Всего	99			38		26		4	

в мигматитах Алданского щита

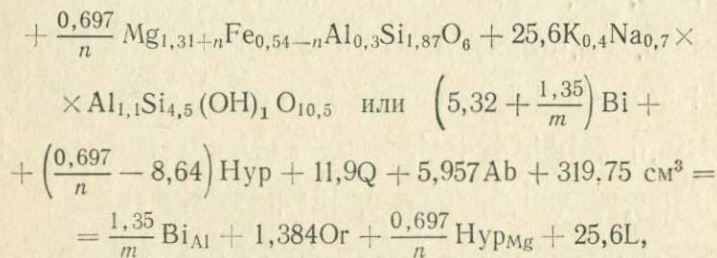
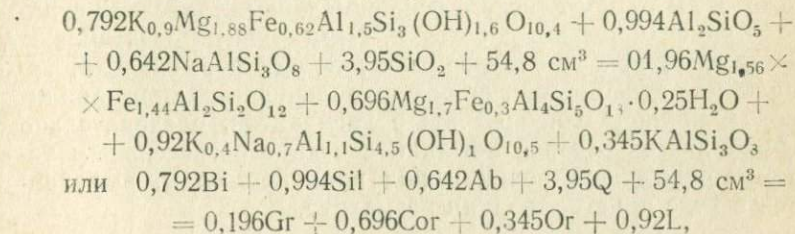
Gr+Bi+Cor+Sil+ Pl+Q±Or			Pm+Hb+Hyp+Pl				Gr+Pm+ +Hyp+ +Hb+Pl		Hyp+Hb+ +Pl		Hyp+Hb+ +Pl+Q±Or	Bi+Hb+Pl+ +Q±Or	Bi+Pl+Q±Or
Or	Gr	Sil	Pl	Pm	Hyp	Hb	Pm	Gr	Hyp	Pl	Or	Or	Or
3	1	1	6	14	6	1	3	2	6	5	7	8	6
5			27				5		11		7	8	6

сопровождался увеличением количества граната и калиевого полевого шпата за счет биотита и кварца. Гранат и калиевый полевой шпат обнаружены в виде порфиروبласт среди этих пород во всех 26 изученных случаях. В мигматитах, содержащих парагенезис Gr+Bi+Sil+Pl+Or+Q, судя по реакции



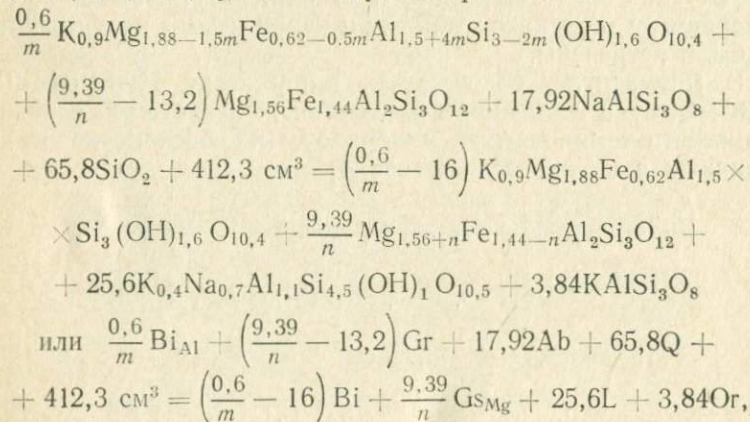
плавление в ходе прогрессивного метаморфизма приводит к увеличению количества граната и калиевого полевого шпата. Во всех 4 изученных случаях порфиروبласты действительно представлены этими минералами.

В породах, сложенных парагенезисом Gr+Cor+Bi+Sil+Pl+Or+Q, как следует из реакции



увеличение температуры должно приводить к частичному растворению биотита и кварца и увеличению количества калиевого полевого шпата и гиперстена. Именно последние минералы встречены в рассматриваемых породах в виде порфиروبласт во всех 38 изученных случаях.

Прогрессивный метаморфизм в мигматитах с ассоциацией Bi+Gr+Pl+Or+Q, как следует из реакции



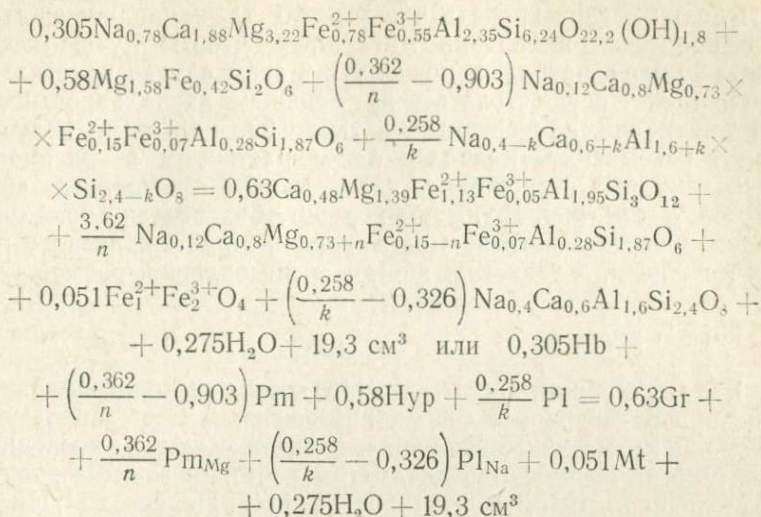
увеличение температуры сопровождается формированием кордиерита, граната и калиевого полевого шпата. Два последних минерала встречены в виде порфиробласт в 4 случаях из 5. В одном случае порфиробласты были представлены силлиманитом. Судя по знаку объемного эффекта последней реакции ($\Delta V = -54,8 \text{ см}^3$), образование силлиманита в рассматриваемых породах может быть связано с относительно более быстрым ростом давления, чем температуры при метаморфизме. Действительно, порфиробласты силлиманита были встречены в породах наиболее глубинного сутамского комплекса.

В двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцах, как следует из реакции с изменением основности плагиоклаза, железистости и глиноземистости темноцветных минералов

$$\begin{aligned} & \left(3,105 + \frac{1,048}{m}\right) \text{Na}_{0,78} \text{Ca}_{1,88} \text{Mg}_{3,22} \text{Fe}_{0,78}^{2+} \text{Fe}_{0,55}^{3+} \text{Al}_{2,35} \text{Si}_{6,24} \text{O}_{22,2} (\text{OH})_{1,8} + \\ & + \left(\frac{3,77}{n} - 0,257\right) \text{Mg}_{1,58} \text{Fe}_{0,42}^{2+} \text{Si}_2 \text{O}_6 + \frac{0,1877}{k} \text{Na}_{0,4-k} \text{Ca}_{0,6+k} \times \\ & \times \text{Al}_{1,6+k} \text{Si}_{2,4-k} \text{O}_8 + 130 \text{ см}^3 = \left(5,58 + \frac{0,1877}{k}\right) \text{Na}_{0,4} \text{Ca}_{0,6} \times \\ & \times \text{Al}_{1,6} \text{Si}_{2,4} \text{O}_8 + \frac{1,048}{m} \text{Na}_{0,78} \text{Ca}_{1,88} \text{Mg}_{3,22+0,4m} \text{Fe}_{0,78+0,1m}^{2+} \text{Fe}_{0,55}^{3+} \times \\ & \times \text{Al}_{2,35-m} \text{Si}_{2,64+0,5m} \text{O}_{22,2} (\text{OH})_{1,8} + 1,056 \text{Fe}^{2+} \text{Fe}_2^{3+} \text{O}_4 + \\ & + \frac{3,77}{n} \text{Mg}_{1,58+n} \text{Fe}_{0,42-n}^{2+} \text{Si}_2 \text{O}_6 + 5,22 \text{Na}_{0,12} \text{Ca}_{0,8} \text{Mg}_{0,73} \times \\ & \times \text{Fe}_{0,15}^{2+} \text{Fe}_{0,07}^{3+} \text{Al}_{0,28} \text{Si}_{1,87} \text{O}_6 + 2,795 \text{H}_2\text{O} \\ & \text{или} \left(3,105 + \frac{1,048}{m}\right) \text{Hb}_{\text{Al}} + \left(\frac{3,77}{n} - 0,257\right) \text{Hyp} + \\ & + \frac{0,1877}{k} \text{Pl}_{\text{Ca}} + 130 \text{ см}^3 = \left(5,58 + \frac{0,1877}{k}\right) \text{Pl}_{\text{Na}} + \frac{1,048}{m} \text{Hb} + \\ & + 1,056 \text{Mt} + \frac{3,77}{n} \text{Hyp}_{\text{Mg}} + 5,22 \text{Pm} + 2,75 \text{H}_2\text{O}, \end{aligned}$$

увеличение температуры приводит к частичному разложению роговой обманки на пироксены и плагиоклаз. Последние минералы обнаружены в порфиробластах в 26 случаях из 27 изученных. В одном случае в основном кристаллическом сланце р. Алдан (2 км ниже устья р. Нимгеркан) представлены роговой обманкой. Повторное изучение, однако, показало, что количество порфиробласт ее резко увеличивается при приближении к крупной секущей жиле пегматитов, следовательно порфиробластез роговой обманки связан с регрессивным течением предыдущей реакции под влиянием воды, выделяющейся в ходе кристаллизации пегматита.

Из реакции



видно, что прогрессивный метаморфизм гнейсов, сложенных ассоциацией Gr+Pm+Hур+Hb+Pl+Mt, сопровождается накоплением в породах граната и клинопироксена. Именно они встречены в виде порфириобласт во всех 5 изученных случаях. Очевидно, что рост температуры в амфибол-гиперстен-плагиоклазовых гнейсах приводит к увеличению количества гиперстена и плагиоклаза, а в многоминеральных гнейсах с биотитом — к увеличению количества калиевого полевого шпата. Эти минералы и обнаружены в порфириобластах и рассматриваемых породах.

Таким образом, практически во всех 236 изученных случаях порфириобласты сложены минералами, накапливавшимися в ходе реакций метаморфизма и анатексиса. Это свидетельствует о том, что образование порфириобласт обусловлено существованием направленности процессов минералообразования. Подавляющее большинство их сопровождается реакциями изменения состава минералов. Особенностью этих реакций является то, что с постепенным изменением внешних условий они совершаются не скачкообразно, а постепенно. Постепенно накапливающиеся минералы в благоприятных условиях (ограниченное количество зародышей, медленное течение процесса) формировали порфириобласты. Порфириобласты в мигматизированных метаморфических породах, следовательно, имеют метаморфическую природу, их развитие не указывает на метасоматическую переработку метаморфических пород. Минеральный состав порфириобласт хорошо предсказывается реакциями, рассчитанными при инертном поведении главных химических компонентов.

Очевидно, что в анатектических мигматитах порфиробласты должны формировать чаще всего те накапливающиеся при процессах плавления минералы, которые лучше всего растворимы в расплаве, поскольку в этом случае кристаллизация может осуществляться на меньшем числе зародышей. Из минералов, приведенных в табл. 22, калиевый полевой шпат, несомненно, наиболее легко растворим в расплаве, поскольку его содержание здесь может составлять 40—55 мол. % (см. рис. 15). Этим хорошо объясняется аномально высокая частота встречаемости порфиробласт калиевого полевого шпата, а также их иногда очень большой размер.

Режим воды

Вопрос о режиме воды является одним из основополагающих при расшифровке физико-химических условий метаморфизма и мигматитообразования, в связи с чем в последние десятилетия он является предметом постоянного обсуждения (Коржинский, 1940, 1960₁, Николаев, 1947; Йодер, 1957; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Файф и др., 1962; Маракушев, 1965, 1968; Добрецов, 1966; Соболев и др., 1966; Althaus, 1698; Добрецов и др., 1970; Маракушев, Перчук, 1972; Перчук, 1972; Жариков, и др., 1972; Зотов, 1972; и др.) и здесь также будет рассмотрен детально.

Давно было замечено, что для метаморфических комплексов одинаковой степени метаморфизма характерен определенный ограниченный набор минеральных ассоциаций, свидетельствующий о том, что исходное содержание воды в метаморфических породах не оказывает большого влияния на их минеральный состав. Это в наиболее отчетливой форме было высказано в 1936 г. Д. С. Коржинским, который писал, что для метаморфических комплексов характерны значительная выдержанность минеральных парагенезисов в изотемпературных породах близкого химического состава, свидетельствующая о близости химического потенциала воды при их образовании; завершенность многих метаморфических реакций дегидратации, указывающая на то, что выделение воды в ходе этих реакций не приводило к заметному повышению ее давления в системе. Это послужило основанием для выдвинутой Д. С. Коржинским (1936, 1940, 1960₁ и др.) гипотезы вполне подвижного поведения воды при метаморфических и магматических процессах, поддерживаемой и развиваемой в настоящее время многими исследователями (Томпсон, 1961, 1963; Маракушев, 1965, 1968; Кориковский, 1967; Reinhardt, 1968; Перчук, 1970₁, 1972; Маракушев и др., 1971; Маракушев, Перчук, 1972).

П. Эскола на основании присутствия в метаморфических комплексах типоморфных минералов и ассоциаций, указы-

вающих на отсутствие большого влияния на них исходного содержания воды в породах, пришел к заключению, что вода при метаморфизме находится в избытке. Эта точка зрения в настоящее время поддерживается Н. Л. Добрецовым и др. (1970), хотя под избытком ими понимается лишь присутствие самостоятельной водосодержащей флюидной фазы, без существования которой, по их мнению, невозможно протекание метаморфических реакций.

Многие исследователи отмечали трудности, возникающие при объяснении ряда особенностей метаморфических пород с точки зрения гипотезы вполне подвижного поведения воды (и других летучих) при метаморфизме или присутствия ее в избытке.

В. А. Николаев (1947) обратил внимание на существование в природе таких минеральных парагенезисов, в которых присутствие углекислоты или воды обусловило существование самостоятельных фаз, что указывает на инертное поведение этих компонентов. Однако, некоторые приведенные им ассоциации не удачны. Например, ассоциация $Alm + St + And + Q$, как справедливо отмечали Н. П. Добрецов и др. (1970), не может служить твердым доказательством виртуального поведения воды, поскольку, кроме SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и H_2O , здесь всегда присутствует пятый компонент — MgO . Позже Е. А. Зеном (Zen, 1961, 1963) в пиррофиллитовых породах Северной Каролины было описано значительное количество ассоциаций (пиррофиллит + кианит + кварц, пиррофиллит + каолинит + кварц, каолинит + кианит + кварц, пиррофиллит + диаспор + кварц и др.), в которых содержанием воды обусловлено присутствие самостоятельной фазы, что указывает на ее инертное поведение. В. А. Николаев отмечал также, что в регрессивную стадию метаморфизма вода вряд ли могла быть вполне подвижной или избыточной, иначе широко проявились бы регрессивные реакции и не сохранились высокотемпературные минеральные ассоциации. Им было справедливо замечено, что «... положение о воде, всегда находящейся в избытке, не имеет значения по отношению к реакциям прогрессивного этапа...» (с. 24), при которых вода не поглощается, а выделяется.

Х. С. Йодер (1957), а затем У. Файф и др. (1962) на основании анализа данных по изменению пористости осадочных пород с глубиной, пришли к заключению, что «... скорость тока воды в глинистом осадке на глубине, где предположительно происходит метаморфизм, очень незначительна по отношению ко времени, требующемуся для метаморфического цикла...» (Йодер, 1957, с. 528); «...на глубине 30 000 футов или больше пористость осадков слишком мала, чтобы содержащаяся там вода могла иметь какое-либо значение в метаморфизме» (Файф и др., 1962, с. 305). К аналогичному

выводу пришли многие другие исследователи (Buddington, 1963; Lundgren, 1966; Долгов, 1965, 1970; Остапенко, Хитаров, 1970). А. А. Маракушев (1972) связывает движение флюидов в глубинных метаморфических комплексах с приуроченностью его к периодам тектонических дислокаций, когда резко усиливается проницаемость горных пород. Это предположение, видимо, снимает многие трудности при объяснении механизма удаления флюида из пород, не затронутых процессами плавления. Однако для широко распространенных в амфиболитовой и гранулитовой фациях пород с явлениями анатексиса эти трудности остаются, поскольку присутствие расплава в данных породах и признаки их очень высокой пластичности свидетельствуют об очень малой вероятности возникновения в них открытых микротрещин в кульминацию метаморфизма даже при интенсивных дислокациях.

Х. С. Йодер (1954, 1957) на основании выполненных им экспериментов в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ показал очень большое влияние количества воды в породах на их минеральный состав. При 600° и 1050 барах в породах в зависимости от исходного содержания воды «...могут быть найдены минеральные ассоциации, представляющие почти каждую метаморфическую фацию, как они были определены Бартом, Корренсом и Эскола» (1954, с. 121). Несомненно различная (хотя в общем и слабая) проницаемость метаморфических пород для воды, по его мнению, должна приводить к установлению различного соотношения скоростей выделения воды в реакциях дегидратации и процессов ее оттока, вследствие чего при одних и тех же $P-T$ условиях должны возникать различные давления воды. Последнее должно приводить к разной степени проявления реакций дегидратации в породах, поэтому «то, что рассматривалось Эскола и другими как изменение условий температуры и давления, в действительности может быть в большинстве случаев результатом изменения валового состава» (Йодер, 1954, с. 122). Х. С. Йодер, однако, не располагал убедительными примерами существования изофациальных метаморфических пород с минеральными парагенезисами, отвечающими различным P_{H_2O} , поэтому он писал, что «...создается впечатление, что метаморфизм происходит при одинаковом градиенте вода — давление во всех пластах» (1957, с. 231). Позже А. Ф. Баддингтон (Buddington, 1963) описал переслаивание пород с ассоциациями, относимыми им к роговообманково- и пироксенгранулитовой субфациям, что он связывал с различным исходным содержанием воды в породах.

В последнее время многие исследователи, на основании ограниченности анатексиса даже в самых высокотемпературных метаморфических комплексах, высокой растворимости

воды в расплаве, данных об очень малой пористости глубоко метаморфизованных пород и, следовательно, малого содержания порового флюида и ограниченной его подвижности, приводят к заключению о том, что вода при высокотемпературном метаморфизме и анатексисе содержится в недостатке, имея в виду при этом прежде всего недостаток количества воды, а не только ее низкий химический потенциал (Lundgren, 1966; Grant, 1968, 1973; Blattner, 1971; Файф, 1972; Type, 1972; Петров, 1972₂; и др.), и даже к выводу о том, что недостаток воды (и других летучих) настолько велик, что в метаморфических породах с явлениями плавления иногда отсутствует самостоятельная флюидная фаза (Винклер, 1969; Brown, 1970; Brown, Fyfe, 1970; Robertson, Wyllie, 1971; Петров, 1972₁; и др.).

Таким образом, к настоящему времени по вопросу о поведении воды при процессах минералообразования в высокотемпературных метаморфических комплексах сложились две главные точки зрения. Согласно одной из них, вода весьма подвижна при процессах высокотемпературного метаморфизма, в связи с чем ее химический потенциал не зависит от состава пород и процессов в каждой породе и является внешним фактором равновесия наряду с температурой и давлением. Основанием для этих представлений, кроме обезвоживания большинства пород при метаморфизме, являются уже упоминавшаяся значительная выдержанность минеральных парагенезисов в изотемпературных породах близкого химического состава и признаки завершенности многих твердофазных метаморфических реакций дегидратации, свидетельствующие о том, что выделение или поглощение воды в этих реакциях существенно не изменяло ее давления в системе. Согласно другой точке зрения, вода имеет ограниченную подвижность, ее потенциал зависит не только от температуры и давления, но и от валового состава метаморфических пород и процессов, происходящих в них. Эти представления основываются на данных о низкой пористости и проницаемости глубоко метаморфизованных пород, на ограниченности анатексиса даже в наиболее высокотемпературных метаморфических комплексах, на существовании в изофациальных метаморфических породах минеральных парагенезисов, несовместимых при одинаковом химическом потенциале воды, и на присутствии минеральных ассоциаций, устойчивых только при недостатке воды.

Низкая пористость и проницаемость пород должны служить препятствием для движения флюидов только в глубоко метаморфизованных мигматизированных породах, где, по крайней мере, часть пород полурасплавлена, поэтому в них при тектонических формациях маловероятно возникновение существенного количества микротрещин, по которым мог бы

свободно перемещаться флюид. Большинство других аргументов ограниченной подвижности воды также относится к высокотемпературным метаморфическим породам с явлениями анатексиса, поэтому основания для дискуссии о поведении воды в полной мере существуют только для этих пород. Ниже будет рассматриваться поведение воды при процессах минералообразования только в высокотемпературных мигматизированных метаморфических породах.

Представляется, что все названные явления, служащие основаниями для рассматриваемых противоположных точек зрения, действительно присущи мигматизированным породам, поэтому все они могут и должны объясняться с помощью единых представлений. Таковыми, на наш взгляд, являются развиваемые здесь представления о виртуальном инертном поведении воды в системе твердые фазы + расплав и буферной в отношении воды роли анатектического расплава. Не касаясь пока обоснования этих представлений полученными данными отметим, что объяснение признаков значительного постоянства химического потенциала воды в изофациальных по P — T условиям метаморфических породах близкого химического состава и признаков отсутствия его значительных изменений в ходе реакций дегидратации гипотезой очень высокой подвижности воды не является единственно возможным для комплексов с явлениями плавления, на примере которых обоснована эта гипотеза Д. С. Коржинским (1936). Эти особенности достаточно полно объясняются и при ограниченной подвижности воды, если учесть существование в породах расплава (что было показано ниже и что признается сейчас почти всеми исследователями). Ввиду очень высокой растворимости в гранитном расплаве вода, содержащаяся во флюиде метаморфической породы, способна раствориться уже в самых первых порциях анатектического расплава. Например, в условиях 9 кб и 630° при содержании воды в расплаве около 15 вес. % (Кадик и др., 1971) и максимальном содержании поровой воды примерно 0,3 вес. % (или 1% по объему) большая часть воды порового флюида может раствориться примерно в 2% расплава по объему. В связи с этим дальнейшее плавление будет тормозиться недостатком воды и в породах достаточно богатых кварцем и полевыми шпатами в большом интервале увеличения температуры и давления должны осуществляться буферные в отношении химического потенциала воды реакции типа $Pl_{Na} + Oг + Q + L_{H_2O} \rightleftharpoons L$, $Oг + Q + L_{H_2O} \rightleftharpoons L$, $Pl_{Na} + Q + L_{H_2O} \rightleftharpoons L$.

Отсюда всем мигматизированным (содержавшим расплав) породам с избытком кварца и полевых шпатов близкого состава при одинаковых температуре и давлении должен соответствовать очень близкий химический потенциал воды независимо от ее концентрации. Этим могут быть полностью

объяснены установленные Д. С. Коржинским признаки значительной выравненности химического потенциала воды в изофацальных породах близкого состава. Ввиду очень большой емкости в отношении воды рассматриваемых буферных реакций они в состоянии поглотить или выделить всю воду, выделяющуюся или поглощающуюся при твердофазных реакциях дегидратации и гидратации без существенного при постоянных P и T изменениях ее давления. Этим могут быть удовлетворительно объяснены признаки независимости, в первом приближении, давления воды в метаморфических породах от протекающих в них твердофазных реакций. С началом плавления обезвоживание метаморфических толщ может осуществляться путем выжимания богатого водой расплава (Grant, 1968, 1973; Остапенко, Хитаров, 1970; Добрецов и др., 1970), поэтому «сухость» мигматизированных метаморфических пород также не является бесспорным доказательством высокой подвижности воды при процессах минералообразования в них.

Гипотеза виртуального инертного поведения воды в системе твердые фазы+расплав относится, главным образом, к случаю ограниченной подвижности воды, поэтому она полностью объясняет все явления, приводимые В. А. Николаевым, Х. С. Йодером и другими в пользу такой подвижности. Ниже суммируются уже приведенные данные о виртуальном инертном поведении воды и предлагаются новые, еще не рассмотренные.

1. Даже в самых высокотемпературных гранулитовых комплексах Алданского щита сохраняется ассоциация $Pl_{Na} + Or + Q$ и, следовательно, реакция $Pl_{Na} + Or + Q + H_2O \rightleftharpoons L$, начинающаяся в амфиболитовой фации при температуре порядка $630-650^\circ$, не доходит до конца и при $850-950^\circ$ (см. табл. 1—8). Повышение основности плагиоклаза в процессе плавления не может быть главной причиной неполного выплавления гранитной «эвтектики», поскольку оно часто наблюдается в породах с разным по составу плагиоклазом в одном и том же обнажении и с кислым плагиоклазом даже в самых высокотемпературных комплексах. Неполнота выплавления кварц-полевошпатовой «эвтектики» должна быть связана, прежде всего, с недостатком воды.

2. Установлено довольно широкое распространение в мигматитах с рассеянным гранитным материалом (см. табл. 1) многофазных (включая фазу расплава) минеральных парагенезисов. Поскольку эти парагенезисы распространены довольно широко, маловероятна связь их многофазности с небольшим стабилизирующим влиянием возможного содержания микрокомпонентов. Отсутствуют и признаки заметной неравновесности фаз в этих парагенезисах в главный этап минералообразования. Анализ числа фаз в полиминеральных

парагенезисах указывает на то, что существование в них одной из фаз связано с недостатком воды.

3. Обнаружена заметно более высокая доля безводных минералов в темноцветной составляющей анатектического рассеянного материала по сравнению с таковой субстрата (см. табл. 1, рис. 16) и пониженная железистость граната в жильном материале, что частично обусловлено несколько более интенсивной дегидратацией расплавом темноцветных минералов жильного материала в связи с недостатком воды.

4. Получены данные о прямой зависимости между количествами биотита в субстрате (при не слишком высоких его содержаниях) и анатектического рассеянного гранитного материала, которая обусловлена существованием контроля степени плавления, количеством воды, выделяющейся при реакциях дегидратации, в условиях ее недостатка.

5. Установлено довольно часто встречающееся присутствие в изофациальных по P — T условиям метаморфических породах, иногда в одном обнажении, одновременных минеральных парагенезисов, несовместимых при одинаковом химическом потенциале воды. Маловероятно сонахождение этих парагенезисов в связи с возможным различным содержанием микрокомпонентов. Скорее всего, присутствие этих парагенезисов обусловлено существованием различных давлений воды в породах при одинаковых P и T , что указывает на ее небольшую подвижность.

6. На существование разных давлений воды в момент минералообразования в изофациальных метаморфических породах указывает и сонахождение мигматитов с признаками неполного выплавления как кварц-полевошпатового, так и кварц-плагноклазового жильного материала. Примером могут служить мигматиты, обнажающиеся на правом берегу р. Алдан в 2 км ниже устья р. Нимгеркан. Здесь на расстоянии примерно 300 м в обнажении и 100 м вкост простирания пород залегают два крупных (≈ 15 — 20 м мощностью) пласта высокоглиноземистых мигматитов. Ниже по разрезу они почти не содержат калиевого шпата, жильный материал в них имеет состав 50—55% Pl, 35—45Q, 0—2Or, 2—5Gr, 0—3Bi, 1% Rd, в субстрате их присутствуют плагноклаз и кварц. Вышезалегающие мигматиты содержат калиевый полевой шпат, плагноклаз и кварц как в субстрате, так и в жильном материале. Последний имеет состав 25—35% Pl, 30—40Or, 30—40Q, 2—6Gr, 1—3Bi, 1% Rd.

Рассматриваемые мигматиты должны быть практически изофациальны в отношении P — T условий, поскольку они располагаются в одном обнажении и не имеют признаков диафтореза. Одновременное неполное выплавление эвтектического кварц-полевошпатового и плагногранитного расплавов при равенстве T и P , ввиду заметно большей тугоплавкости пла-

киогранитов, возможно лишь в том случае, если давление воды при образовании плагиогранитного расплава было значительно выше, чем при формировании эвтектического кварц-полевошпатового. Далее будет показано, что давление воды при образовании плагиомигматитов могло быть на несколько килобар выше, чем при образовании гранитных мигматитов.

Тесно перемежающиеся послонные мигматиты с гранитным и плагиогранитным жильным материалом детально описаны В. А. Бабошиным (1966) в Беломорье.

7. Более наглядным доказательством существования различных давлений воды в изотемпературных метаморфических породах являются результаты проведенного изучения содержаний воды в биотитах. Благодаря меньшей тугоплавкости ассоциации $Pl+Og+Q$ давление воды при осуществлении буферной реакции плавления $Pl_{Na}+Og+Q+L_{H_2O} \rightleftharpoons L$ должно быть заметно меньшим, чем при осуществлении в этих же $P-T$ условиях буферных реакций $Pl_{Na}+Q+L_{H_2O} \rightleftharpoons L$, $Og+Q+L_{H_2O} \rightleftharpoons L$, $Og+Pl_{Na}+L_{H_2O} \rightleftharpoons L$. Поскольку высокотемпературные бедные кальцием метаморфические породы практически всегда мигматизированы, то можно ожидать, что в случае буферного влияния этих реакций процессы минералообразования в высокотемпературных метаморфических породах с ассоциацией $Pl_{Na}+Og+Q$ должны были осуществляться в среднем при более низких значениях химического потенциала воды, чем в изофациальных породах с парагенезисами $Pl+Q$, $Og+Q$, $Pl+Og$. Это подтвердилось при изучении содержаний воды в биотитах бедных кальцием пород амфиболитовой и гранулитовой фаций даже без учета температуры образования данных пород. На основании анализов, приведенных в книге Е. Н. Ушаковой (1971) (см. табл. 23), видно, что содержание воды в биотитах из метаморфических пород с парагенезисом $Pl+Og+Q$ оказалось в среднем на 0,08—1,04

Таблица 23

Средние содержания воды в биотитах из бедных кальцием метаморфических пород с ассоциацией $Pl+Og+Q$ и без нее

Парагенезисы минералов, исключая Pl , Og и Q	Породы с ассоциацией $Pl+Og+Q$		Порода без Pl или Og или Q	
	H_2O , вес %	количество анализов	H_2O , вес. %	количество анализов
$Bi+Gr$	3,47	46	3,70	58
$Bi+Gr+Sil$	3,10	7	4,14	27
$Bi+Gr+Cor+Sil$	3,21	17	3,76	4
Bi	3,52	19	3,64	25
$Bi+Hyp$	3,35	6	3,43	7
$Bi+Gr+Ms$	3,56	12	4,35	14
$Bi+Ms$	3,33	18	4,23	23

вес. % ниже, чем в породах, аналогичных по темноцветным минералам, но не содержащих калиевого полевого шпата, плагиноклаза или кварца.

Каждый из минеральных парагенезисов, в биотитах которых изучено содержание воды, формировался в значительном интервале температур поэтому, хотя и маловероятно, но не исключено, что полученная разница в содержании воды обусловлена случайным преобладанием более высокотемпературных биотитов в каждом из этих парагенезисов. Поэтому были изучены также содержания воды в изотемпературных биотитах с использованием в качестве геотермометра распределения магния в сосуществующих биотите и гранате,

$$K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr} = \frac{X_{Mg}^{Bi} \cdot (1 - X_{Mg}^{Gr})}{(1 - X_{Mg}^{Bi}) \cdot X_{Mg}^{Gr}}, \quad \text{где } X_{Mg}^{Bi} \text{ и } X_{Mg}^{Gr} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$$

в биотите и гранате соответственно (Перчук, 1970₁). Используются химические анализы биотита и граната с суммой компонентов 99,20—100,80 из недиффундированных гнейсов с минеральными парагенезисами амфиболитовой и гранулитовой фаций с определениями H_2O^+ , приведенные в работах Н. Г. Судовикова и др. (1970), Ф. Б. Берзениной (1970), О. Matejovska, (1970), Л. Л. Перчука (1971), Е. Н. Ушаковой (1971), Д. А. Великославинского (1972), материалы настоя-

щей работы и неопубликованные данные по Алданскому щиту, предоставленные В. И. Кицулом и Е. А. Кулишом.

Содержание воды в изотемпературных (с одинаковым $K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr}$) биотитах во всех парагенезисах с ассоциацией $P1+Or++Q$ в среднем заметно ниже, чем в аналогичных по темноцветам, но более тугоплавких парагенезисах без данной ассоциации (рис. 39). Это, на наш взгляд, подтверждает существование буферной в отношении воды роли анатектического расплава в мигматизированных метаморфических комплексах и существование градиентов давления воды в

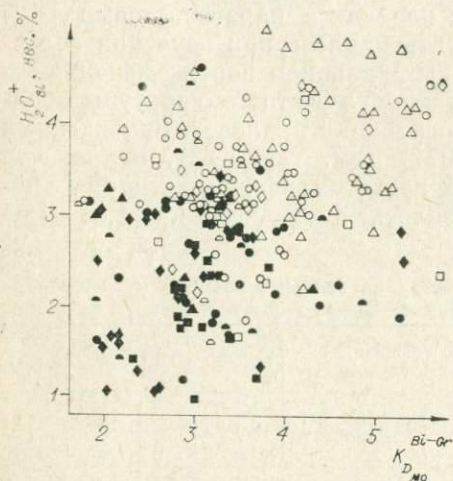
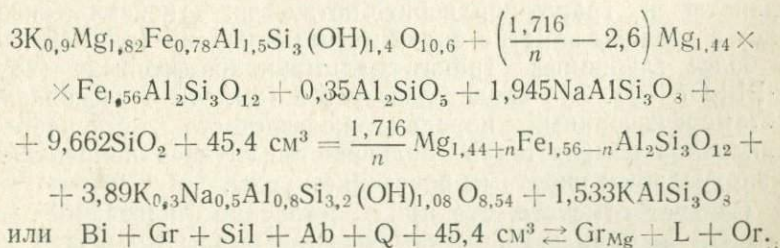
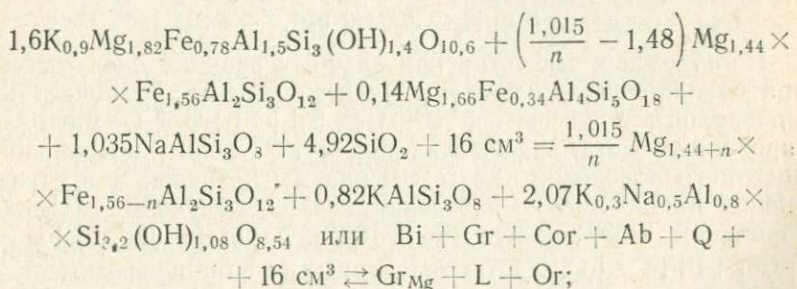


Рис. 39. Соотношения содержания H_2O в биотитах с коэффициентом распределения Mg между биотитом и гранатом.

Зачерненные точки кварц-ортоклаз-плагиноклазовые гнейсы; незачерненные точки — гнейсы без ортоклаза или кварца или плагиноклаза с ассоциациями $Bi+Gr$ (кружки), $Bi+Gr+Sil$ (треугольники), $Bi+Gr+Hyr$ (квадраты), $Bi+Gr+Sil+Cor$ (ромбы), $Bi+Gr+Cor$ (сегменты).

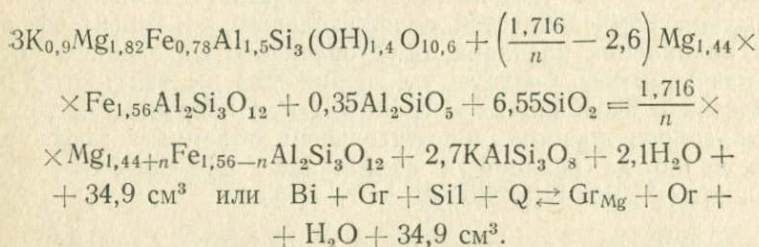
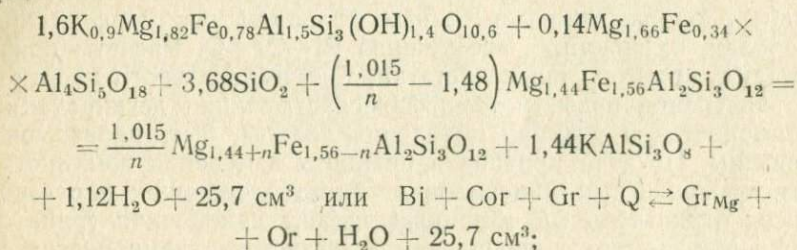
изофациальных метаморфических породах, обусловленных их различной тугоплавкостью, и в конечном счете также свидетельствует о виртуальном инертном поведении воды.

8. Важным доказательством такого поведения воды являются полученные нами данные о некотором увеличении железистости граната с увеличением давления при процессах минералообразования в бедных кальцием метаморфических породах, содержащих ассоциацию $Pl + Or + Q$. Расчеты показывают, что в случае недостатка, т. е. виртуального инертного поведения воды, метаморфические реакции дегидратации темноцветов и реакции плавления должны быть неразрывно связаны. По этой причине в реакциях изменения железистости темноцветных минералов в гранатсодержащих парагенезисах отрицательный объемный эффект накопления граната, сопровождаемого уменьшением железистости темноцветов, с избытком компенсируется положительным объемным эффектом накопления расплава, обусловленного выделением воды из разрушаемого биотита, т. е. понижение железистости темноцветов в ассоциациях с гранатом при инертном поведении воды сопровождается положительным объемным эффектом. Это видно из реакций в ассоциациях $Bi + Cor + Gr + Ab + Or + Q + L$, $Bi + Gr + Sil + Ab + Or + Q + L$:



Противоположный отрицательный объемный эффект имеют реакции уменьшения железистости темноцветов в гранатсодержащих парагенезисах при вполне подвижном поведении воды (Маракушев, 1965, 1968; Кориковский, 1967; Кицул, Березкин, 1972; и др). В этом случае метаморфические реакции и реакции плавления должны быть практически незави-

симы друг от друга, отрицательный объемный эффект накопления плотной фазы граната ничем не компенсируется и определяет отрицательный объемный эффект всей метаморфической реакции. Это видно, например, из следующих реакций уменьшения железистости темноцветов в вышеназванных парагенезисах.



Из объемных эффектов приведенных реакций следует, что при одинаковой температуре магнезиальность темноцветных минералов в парагенезисе $Bi + Gr + Sil + Pl + Or + Q$ мигматизированных метаморфических пород в случае виртуального инертного поведения воды должна быть ниже, а в случае вполне подвижного поведения воды — выше, чем в менее глубинном (Маракушев, 1965, 1968) парагенезисе $Bi + Gr + Cor + Pl + Or + Q$. Изотемпературные (с одинаковыми $K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr}$) гранаты в гранат-кордиерит-биотитовых гнейсах оказались в среднем заметно более магнезиальными (рис. 40), чем в более глубинных гранат-силлиманит-биотитовых (везде $+Pl + Or + Q$). Это свидетельствует о том, что в регионально метаморфизованных породах железистость темноцветных минералов изменяется в большинстве случаев по реакциям с виртуальным инертным поведением воды.

Следует отметить, что при построении диаграммы (см. рис. 40) не использованы химические составы граната и биотита из роговиков, поскольку процессы минералообразования в последних могли происходить в иной обстановке, чем в регионально-метаморфизованных породах. Так, в роговиках, видимо, чаще отсутствовал расплав и могло иметь место интенсивное просачивание флюидов, отделявшихся от кристаллизующихся интрузий, в связи с чем могли создаваться условия для вполне подвижного поведения воды. Последнее

Рис. 40. Соотношения магnezиальности граната с коэффициентом распределения Mg между биотитом и гранатом.

1 — биотит-гранат-кордиеритовые, 2 — биотит-гранат-силлиманитовые, 3 — биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы (везде +Pl+Or+Q).



подтверждается отмечавшейся А. А. Маракушевым (1965) очень высокой железистостью граната и других темноцветов в кордиеритовых роговиках (Chinner, 1962; Best, Weiss, 1964; Okrusch, 1969, 1971).

При виртуальном инертном поведении воды в системе твердые фазы + расплав ее химический потенциал в метаморфических породах с явлениями анатексиса является функцией температуры, давления и в определенной степени состава пород. Всем породам с рассеянным гранитным материалом, содержащим в субстрате идентичные ассоциации силикатных минералов (кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза) одинакового состава, при одних и тех же $P-T$ соответствовал одинаковый химический потенциал воды при процессах минералообразования, породам с разным составом силикатной составляющей отвечал разный химический потенциал воды, более высокий в тугоплавких породах.

В породах, не подвергавшихся процессам плавления, в которых при стрессе могли возникать микротрещины, химический потенциал воды, видимо, мог иметь различную величину при одинаковых $P-T$ и определяться в значительной мере соотношением скоростей выделения воды при реакциях дегидратации и ее удаления, как предполагалось Х. С. Йодером (1957). В немигматизированных парапородах, в которых вследствие особенностей происхождения первичное содержание воды и интенсивность ее выделения при дегидратации должны быть большими, во время процессов минералообразования можно ожидать аномально высокий химический потенциал воды. Действительно, биотиты из тугоплавких парапород содержат очень много воды. Например, в биотитах из кварцитов, судя по 8 анализам, приведенным в книге Е. Н. Ушаковой (1971), присутствует в среднем 4,61 вес. % воды, в биотите из гранат-корунд-жедритового гнейса — 4,65, из антофиллит-кордиерит-кварцевого гнейса — 5,9 вес. %. Очевидно, что P_{H_2O} в высокотемпературных немигматизированных породах не достигало давления на твердую фазу, поскольку, например, в гранулитовой фации не встречается цоизит, присутствие которого, по экспериментальным данным

Р. Ньютона (Newton, 1965), можно было бы ожидать в случае $P_{H_2O} = P_{ТВ}$. Это указывает на достаточно высокую проницаемость немигматизированных пород для флюида и на приближение условий минералообразования в них к условиям системы, открытой для воды. Давление P_{H_2O} здесь, видимо, все же зависит от исходного содержания воды в породах, проницаемости пород, близости к очагу анатексиса, хотя пределы колебаний P_{H_2O} не слишком велики.

С увеличением температуры благодаря увеличению количества расплава и усилению его «осушающего» влияния в метаморфических толщах должно происходить снижение давления воды. Это хорошо объясняет отмечавшееся многими исследователями (Маракушев, 1968; Добрецов и др., 1970; Глебовицкий, 1973) резкое уменьшение давления воды с ростом температуры в метаморфических породах амфиболитовой и гранулитовой фаций и вскрывает причину этого уменьшения.

В последнее время А. А. Маракушевым (1972) и Л. П. Перчуком (1972, 1973) показано, что в метаморфических толщах P_{H_2O} сначала растет с глубиной, достигая 3—3,5 кб при 4—5 кб $P_{ТВ}$, затем уменьшается до 0,5 кб при 11 кб в гранулитовой фации. Существование такой смены тенденций хорошо объясняется с точки зрения анатектической модели «осушения» метаморфических пород. Очевидно, что до начала анатексиса увеличение $P_{ТВ}$ в связи с ростом $P_{фл}$ * должно приводить к увеличению P_{H_2O} . Однако с началом анатексиса, которое можно ожидать иногда на глубине 15—20 км, увеличение $P_{ТВ}$ и T благодаря поглощению воды накапливающимся расплавом должно сопровождаться падением P_{H_2O} , как будет показано ниже, до 1 кб и меньше в гранулитовой фации. Этими же исследователями установлено, что давление воды при образовании минеральных парагенезисов гранитов было выше, чем при метаморфизме вмещающих пород. Такой вывод не находится в противоречии с представлениями об осушающей роли анатектического расплава, поскольку относится не к этапу анатексиса, а к этапу кристаллизации расплава, когда давление воды должно повышаться благодаря выделению ее кристаллизующимся расплавом.

В случае ограниченной подвижности флюида благодаря небольшому содержанию последнего и определенной, хотя иногда и небольшой, растворимости его составляющих в расплаве флюид может полностью исчезнуть в качестве самостоятельной фазы в породах с явлениями анатексиса, что уже отмечалось некоторыми исследователями (Винклер, 1969; Brown, 1970; Brown, Fyfe, 1970; Остапенко, Хитаров, 1970; Robertson, Willie, 1971; Петров, 1972). По данным А. А. Кадика и др. (1972), при $1200^\circ P_{общ} = 3$ кб и $P_{CO_2} = 0,6 \cdot P_{общ} =$

* $P_{фл}$ — давление флюида.

$= 1,8$ кб растворимость CO_2 в гранитном расплаве равна $0,4 - 0,5$ вес.%. Близкое давление углекислоты $P_{\text{CO}_2} = 0,2 \cdot P_{\text{общ}} = 1,6$ кб можно ожидать в преанатектическую стадию метаморфизма при 630° и $P_{\text{общ}} = 8$ кб. В случае растворимости углекислоты в этих условиях около $0,4$ вес.% при максимальном содержании флюида в 1% по объему вся углекислота должна раствориться в расплаве при содержании последнего в мигматитах более $15 - 20$ об.%. Благодаря более высокой растворимости (на порядок) в гранитном расплаве воды (Tuttle, Bowen, 1958; Кадик и др., 1971) последняя может полностью раствориться в еще меньшем объеме расплава. Присутствовавшие во флюиде другие летучие, ввиду их малого содержания, также должны полностью раствориться на первых этапах плавления. Содержание анатектического жильного материала в мигматитах значительно выше $15 - 20\%$. В связи с этим наиболее вероятным представляется отсутствие флюида в виде самостоятельной фазы при образовании большинства мигматитов с рассеянным гранитным материалом в период кульминации метаморфизма. В этих породах роль среды, в которой осуществлялись метаморфические реакции, должен был играть расплав, что подтверждается приведенными данными о широко распространенной кристаллизации в рассеянном гранитном жильном материале минералов, являющихся продуктами метаморфических реакций. В породах, где не происходили непосредственно процессы анатексиса, флюид должен был присутствовать в качестве самостоятельной фазы, как и в анатектических мигматитах на регрессивном этапе при кристаллизации расплава.

Коэффициент диффузии воды в силикатных расплавах довольно мал, величина его имеет примерно тот же порядок, что и коэффициент диффузии щелочей (табл. 24). Это является причиной сохранения довольно значительных градиентов давления воды в разных по составу мигматитах с рассеянным анатектическим жильным материалом, которые даже в одном обнажении, т. е. на расстоянии в несколько десятков метров, как будет показано ниже, достигали 2 кб.

На самых первых очень непродолжительных этапах анатексиса при очень небольшом количестве расплава вода в первую очередь должна заимствоваться из флюидальной фазы. Поэтому появление расплава в наиболее низкотемпературных слабо мигматизированных амфиболитовых комплексах может не сопровождаться реакциями дегидратации темноцветных минералов, что будет приводить к образованию очень лейкократового кварц-полевошпатового жильного материала. При изучении мигматитов амфиболитовой фации в среднем и нижнем течении р. Олекмы действительно создается впечатление о большей лейкократовости в них жильного материала по сравнению с мигматитами гранулитовой фации.

Значения коэффициентов диффузии компонентов некоторых силикатных расплавов (по Кадику и др., 1971)

Элемент	Состав расплава	E, кал/моль	D, см ² /с				Источник
			1200°	1400°	1500°	1600°	
Al ²⁶	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	85000	—	3,2·10 ⁻⁷	1,4·10 ⁻⁶	5,13·10 ⁻⁶	Henderson, Derge, 1961
Si	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	—	—	8·10 ⁻⁸	—	—	Towers, Chipman, 1957
O	Na ₂ O—CaO—SiO ₂	—	5,6·10 ⁻⁷	—	—	—	Doremus, 1960
O ¹⁷	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	85000	—	2,96·10 ⁻⁶	1,2·10 ⁻⁶	4,49·10 ⁻⁵	Koros, King, 1962
O ¹⁸	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	85000	—	3,73·10 ⁻⁶	1,48·10 ⁻⁵	5,6·10 ⁻⁵	Там же
S ³⁵	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	49000	—	5,6·10 ⁻⁷	1,28·10 ⁻⁶	2,68·10 ⁻⁶	Sato, Kawai, 1957
H ₂	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	—	—	—	—	10 ⁻⁵	Новохатский и др., 1961
H ₂ O	Na ₂ O—SiO ₂	—	10 ⁻⁶ —10 ⁻⁷	—	—	—	Tomlinson, 1956
	Na ₂ O—SiO ₂	11900	3,2·10 ⁻⁵	5,01·10 ⁻⁵	—	—	Малкин, Могутнов, 1961
	Na ₂ O—Li ₂ O—4SiO ₂	13400	2,9·10 ⁻⁵	4,98·10 ⁻⁵	—	—	Там же
Na ₂ O	Na ₂ O—K ₂ O—4SiO ₂	16100	2,6·10 ⁻⁵	5,0·10 ⁻⁵	—	—	»
	Na ₂ O—CaO—4SiO ₂	19900	1,3·10 ⁻⁵	2,02·10 ⁻⁵	—	—	»
	Na ₂ O—MgO—4SiO ₂	20500	1,4·10 ⁻⁵	4,2·10 ⁻⁵	—	—	»
	K ₂ O—2SiO ₂	10200	2,7·10 ⁻⁵	4,07·10 ⁻⁵	—	—	»
	K ₂ O—Li ₂ O—4SiO ₂	18200	1,7·10 ⁻⁵	3,63·10 ⁻⁵	—	—	»
K	K ₂ O—Na ₂ O—4SiO ₂	15800	2,3·10 ⁻⁵	4,32·10 ⁻⁵	—	—	»
	K ₂ O—CaO—4SiO ₂	29800	6,6·10 ⁻⁵	2,2·10 ⁻⁵	—	—	»
	K ₂ O—MgO—4SiO ₂	21900	5,2·10 ⁻⁵	1,28·10 ⁻⁵	—	—	»
Ca	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	—	—	5,6·10 ⁻⁷	2,1·10 ⁻⁶	—	Towers, Chipman, 1957
Fe	CaO—Al ₂ O ₃ —SiO ₂	—	—	1,5·10 ⁻⁷	3,5·10 ⁻⁶	—	»

С исчерпанием запасов поровой воды в метаморфических породах с явлениями плавления должны интенсивно протекать реакции дегидратации темноцветных минералов с кристаллизацией в уже существующем лейкократовом анатектическом жильном материале безводных или маловодных темноцветов, поэтому лейкократовый жильный материал ранней стадии анатексиса обычно не должен сохраняться в высокотемпературных метаморфических комплексах. Исключение могут составлять лишь породы, в которых после появления первых наиболее низкотемпературных выплавок резко увеличилось давление при небольшом увеличении температуры. Из положения изобар воды (рис. 41) следует, что это должно привести к кристаллизации лейкократового жильного материала. С новым увеличением температуры при относительно небольшом увеличении давления на мигматиты с лейкократовым жильным материалом может накладываться мигматизация с мезократовыми и меланократовыми жилами, образующимися в условиях недостатка воды. Видимо, таким неравномерным ростом температуры и давления обусловлены уже упоминавшиеся очень редкие случаи пересечения лейкократовых жил более меланократовыми, описанные по р. Учур (см. рис. 9).

Осадочные метаморфические породы в среднем богаче водой, чем парапороды амфиболитовой и особенно гранулитовой фаций метаморфизма. В связи с виртуальным инертным поведением воды в системе твердые фазы + расплав возникает важный вопрос — как происходит обезвоживание пород при прогрессивном метаморфизме? Этот вопрос, однако, остро возникает лишь для пород, содержащих расплав, т. е. в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций. В доанатектическую стадию метаморфизма вода, скорее всего, должна удаляться путем миграции флюида. Сохранение химической неравновесности метаморфических пород в отношении химических потенциалов всех главных компонентов свидетельствует о том, что через поры пород мигрирует сравнительно небольшое количество флюида. Удаление воды, видимо, шло не через монолитную толщу метаморфических пород, а по трещинам. В связи с отсутствием расплава и относительно небольшой температурой породы в этот период должны быть еще достаточно жесткими и в них должны были возникать открытые трещины. Свидетельством их существования и просачивания по ним растворов, очевидно, являются кварцевые и другие жилы, весьма обычные в низкотемпературных метаморфических комплексах.

С появлением расплава вследствие резко возросшей пластичности пород, обусловившей невозможность существования в них открытых трещин, а также в связи с большой водоемкостью и недосыщенностью водой расплава метамор-

фическая система в объеме твердые фазы + расплав становится закрытой в отношении воды, в ней местами исчезает флюидная фаза, поэтому она вряд ли может обезвоживаться путем удаления флюида. Потеря воды метаморфическими породами в этой обстановке возможна лишь путем механического удаления расплава. Такой механизм обезвоживания предполагается рядом исследователей (Grant, 1968, 1973; Остапенко, Хитаров, 1970; Добрецов и др., 1970).

Часть воды в метаморфических комплексах с минеральными парагенезисами высокой «сухости», видимо, теряется в посткульминационную стадию метаморфизма. В эту стадию вследствие уменьшения объема и возросшей жесткости пород, вызванных процессами кристаллизации анатектического расплава, должны возникать открытые трещины и зоны растяжения, по которым уходили насыщенные водой остаточные расплавы, а в более низкотемпературных комплексах — и отделившиеся от расплавов постмагматические растворы.

В бедных водой гранулитовых комплексах значительная часть воды, вероятно, терялась еще в доанатектическую стадию метаморфизма. Это подтверждается существенной особенностью изученных мигматитов — содержание в них рассеянного гранитного материала, образовавшегося путем анатектической дифференциации, как уже упоминалось, часто не обнаруживает зависимости от содержания безводных темноцветов в субстрате. Это, возможно, свидетельствует о том, что значительная часть безводных темноцветных минералов в породах гранулитовой фации с явлениями плавления образовалась в доанатектическую стадию, в связи с чем вода реакций дегидратации была удалена и не принимала участия в процессах плавления.

Попытаемся теперь рассчитать, действительно ли, воды, содержащейся в метаморфических породах в преданатектическую стадию, достаточно для образования мигматитов. Многие исследователи (Lundgren, 1966; Великославинский и др., 1971) отмечают, что изограда массового появления мигматитов в зонально-метаморфических комплексах обычно совпадает или очень близка к изограде устойчивости мусковита с кварцем, т. е. в наиболее распространенных случаях в преданатектических бедных кальцием кварцсодержащих высоко-

Рис. 41. Диаграмма $P_{тв} - T$ для бедных Са анатектических мигматитов с избытком кварца.

Сплошные линии — система с ассоциацией $Ab + Or + Q$, штриховые линии — система с ассоциацией $Or + Q$ без плагиоклаза; 1, 2 — моновариантные линии $Gr + Cor + Or + Ab \rightleftharpoons Nur + Sil + Q + L$ и $Gr + Cor + Or \rightleftharpoons Nur + Sil + Bi + Q$. Толстые линии — моновариантные равновесия, тонкие — изобары воды, линии равных содержаний H_2O в расплаве и постоянной железистости минералов.

глиноземистых сланцах должен присутствовать мусковит. Пусть мусковитсодержащий сланец в преданатектическую стадию содержит 20% биотита, 20 мусковита и 1% по объему флюида с $X_{H_2O}=0,8$. При плавлении и дальнейшем метаморфизме до уровня гранулитовой фации в нем исчезнет весь мусковит, весь флюид, часть (например, половина) биотита заместится безводными темноцветами. При среднем содержании воды в биотитах в низкотемпературной амфиболитовой фации около 4 вес.%, а в гранулитовой — 3 вес.%, при содержании воды в мусковитах, равном 5 вес.%, и плотностях биотита, мусковита и флюида соответственно 3, 2,85 и 1 г/см³ метаморфизм 100 см³ этого сланца будет сопровождаться выделением $20 \text{ см}^3 \times 2,85 \text{ г/см}^3 \times 0,05 = 2,85 \text{ г}$ воды за счет разложения мусковита. В результате разложения половины биотита воды будет выделяться $10 \text{ см}^3 \times 3 \text{ г/см}^3 \times 0,04 = 1,2 \text{ г}$ и $10 \text{ см}^3 \times 3 \text{ г/см}^3 \times 0,01 = 0,3 \text{ г}$ — за счет уменьшения содержания воды в остальной части биотита. С учетом воды флюида $1 \text{ см}^3 \times 1 \text{ г/см}^3 \times 0,8 = 0,8 \text{ г}$ это составит $2,85 + 1,2 + 0,3 + 0,8 = 5,15 \text{ г}$.

Среднее содержание рассеянного гранитного материала в бедных кальцием кварцсодержащих мигматитах гранулитовой фации (мигматиты групп I—III) составляет около 40% по объему (см. рис. 34—41). Выше отмечалось, что рассеянный анатектический материал в момент образования не был гомогенным, а представлял собой смесь расплава и твердых фаз (граната, кордиерита, гиперстена, избыточного против гранитной «эвтектики» калиевого полевого шпата и других минералов, накапливающихся с повышением температуры), поэтому доля расплава в рассматриваемых мигматитах была заметно меньше 40%, примем ее равной 30% по объему. Для выплавления этих 30% расплава (при плотности его 2,4 г/см³) в 100 см³ породы необходимо иметь: $30 \text{ см}^3 \times 2,4 \text{ г/см}^3 \times 0,068 = 4,9 \text{ г}$ воды при растворимости ее в расплаве 6,8 вес.%, что соответствует примерно $P_{H_2O} = 2 \text{ кб}$; $30 \text{ см}^3 \times 2,4 \text{ г/см}^3 \times 0,048 = 3,46 \text{ г H}_2\text{O}$ при $P_{H_2O} = 1 \text{ кб}$ и растворимости воды 4,8 вес.%; $30 \text{ см}^3 \times 2,4 \text{ г/см}^3 \times 0,032 = 2,31 \text{ г H}_2\text{O}$ при $P_{H_2O} = 0,5 \text{ кб}$ и растворимости воды 3,2 вес.%. Все эти количества воды, необходимые для образования мигматитов с наиболее распространенным в гранулитовой фации содержанием рассеянного жильного материала, меньше, чем количества (5,15 г), которые способна дать рассматриваемая порода. Мигматиты гранулитовых комплексов в преданатектическую стадию, видимо, были обезвожены заметно сильнее, чем рассмотренный выше сланец.

В регрессивный этап метаморфизма происходила кристаллизация анатектических расплавов. В связи с тем, что регрессивный метаморфизм сопровождался обычно падением давления, процесс кристаллизации должен быть очень длительным.

По мере падения температуры и частичной кристаллизации расплавов формировались все более обогащенные флюидом остаточные расплавы. С кристаллизацией этих остаточных расплавов должно быть связано образование в анатектических мигматитах вышеописанных более поздних пегматитовых жил с биотитом и иногда с мусковитом. Часть воды и других летучих в регрессивную стадию могла удаляться из мигматитов в результате отжимания этих остаточных расплавов; часть захоронялась в жильном материале и субстрате в виде микровключений. По опытным данным (Летников, Чигирнева, 1970), количество захороненной в микровключениях воды на 100 г породы может достигать 0,1 г, что составит до 10 и, возможно, даже до 20—30% всей воды расплава в наиболее сухих мигматитах. Определенная доля летучих связывалась, как уже отмечалось, гидроксилсодержащими минералами при частичном проявлении высокотемпературных регрессивных реакций (например, замещение пироксенов, граната и других минералов амфиболом и биотитом). Часть летучих могла удаляться в виде постмагматических растворов после кристаллизации последних порций расплава в этап, когда породы становились жесткими и уменьшался их объем благодаря кристаллизации расплава, в связи с чем в них вновь возникали открытые трещины.

В заключение отметим, что представление о виртуальном инертном поведении воды в системе твердые фазы+расплав не находится в существенном противоречии с широко распространенными в настоящее время взглядами (Коржинский, 1936, 1957; Маракушев, 1965, 1968) о вполне подвижном поведении воды при твердофазных метаморфических реакциях. Очевидно, что если в системе твердые фазы+расплав ограничиться рассмотрением подсистемы «твердые фазы», то химический потенциал воды в такой подсистеме будет задаваться главным образом внешними по отношению к ней явлениями плавления и кристаллизации расплава и не будет существенно зависеть от твердофазных реакций дегидратации и гидратации. В этой подсистеме вода с некоторыми упрощениями может рассматриваться как вполне подвижный компонент. Именно к такой подсистеме относится большинство метаморфических пород, рассматриваемых изолированно от явлений плавления. Свойства «подвижности» воды в этой подсистеме связаны с буферным влиянием расплава.

Таким образом, все приведенные в разделе данные свидетельствуют о том, что процессы мигматитообразования осуществляются в условиях системы, закрытой в отношении всех главных химических компонентов. Это важный вывод, поскольку он значительно упрощает решение многих других вопросов проблемы мигматитов.

ДИАГРАММА $P_{\text{ТВ}}-T$ ДЛЯ БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ
КВАРЦСОДЕРЖАЩИХ МИГМАТИТОВ

Выше приводились данные, указывающие на инертность поведения всех главных химических компонентов в системе твердые фазы+расплав при процессах мигматитообразования и высокотемпературного метаморфизма. Из этого следует, что химические потенциалы главных химических компонентов не являются внешними факторами равновесий в ходе данных процессов, к числу таких факторов относятся лишь T и $P_{\text{ТВ}}$. Следовательно, все особенности состава мигматитов и содержания в них анатектического жильного материала должны определяться температурой, давлением и исходным (преданатектическим) химическим составом пород.

На рис. 41 приведена приближенная диаграмма $P_{\text{ТВ}}-T$ для бедных кальцием мигматитов с избытком кварца и калиевого полевого шпата, рассчитанная при виртуальном инертном поведении MgO , FeO , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , H_2O и избыточной инертной кремнекислоте. Линии солидуса $Ab+Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$, $Ab+Q+H_2O \rightleftharpoons L$, $An+Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$ и $Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$ нанесены по экспериментальным данным для гранитной системы (Bowen, Tuttle, 1950; Tuttle, Bowen, 1958; Luth, Jahns, Tuttle, 1964; Boettcher, Wyllie, 1969; Lambert, Robertson, Wyllie, 1969; Винклер, 1969; Merril, Robertson, Wyllie, 1970) в соответствии с рис. 1.

Изобары (точнее — линии равных фугитивностей) воды, показывающие положение солидуса при фиксированном давлении воды, проведены в соответствии с экспериментальными данными по плавлению гранита в смеси H_2O и CO_2 контролируемого состава (Новгородов, Шкодзинский, 1974).

Линии постоянных содержаний воды в ассоциации расплав+твердые фазы на диаграмме параллельны рассчитанной С. П. Кларком (Дубровский, 1971) линии безводного солидуса, поскольку объемные и энтропийные эффекты реакции плавления в присутствии растворенной воды и в отсутствие ее должны быть очень близки. Например, для реакции $mS+(n-m)L_{nH_2O}=nL_{(n-m)H_2O}$ (где S — твердые фазы, n — содержание, а m — изменение содержания воды в расплаве), объемный эффект плавления (ΔV) равен

$$\Delta V = mV_s + (n - m) \cdot (V_{\text{сyx}}^L + n\bar{V}_{H_2O}) - n [V_{\text{сyx}}^L + (n - m) \times \\ \times \bar{V}_{H_2O}^L] = mV_s + (n - m)V_{\text{сyx}}^L + n(n - m)\bar{V}_{\text{сyx}}^L - nV_{\text{сyx}}^L - \\ - n(n - m)\bar{V}_{H_2O}^L = mV_s - mV_{\text{сyx}}^L \quad (\text{где } V_s, V_{\text{сyx}}^L \text{ и } \bar{V}_{H_2O}^L \text{ —}$$

соответственно удельные молярные объемы твердых фаз, сухого расплава и парциальный молярный объем воды в расплаве).

Линия моновариантного равновесия $Ms + Q \rightleftharpoons Sil + Or + H_2O$ нанесена по экспериментальным данным В. А. Жарикова, И. П. Иванова и В. И. Фонарева (1972). Наклон линии $Ms + Q \rightleftharpoons Sil + Or + L$ показан в соответствии с экспериментами Б. Сторре (Storre, 1972). Линия кианит-силлиманитового равновесия нанесена в соответствии с экспериментальными данными С. В. Ричардсона и др. (Richardson e. a., 1969).

Наклон всех остальных линий ввиду недостатка термодинамических данных определялся приближенно, путем расчета объемных эффектов реакций и по положению фазы расплава в реакциях (исходя из предположения, что расплавсодержащая часть реакции является более высокотемпературной). Положение линий относительно друг друга определялось по правилу Скрейнемакерса. Построенная таким путем петрогенетическая сетка скорректирована с экспериментальными и геологическими данными следующим образом.

В среднем течении р. Сутам, где встречаются все главные парагенезисы района неинвариантной точки $Bi + Gr + Cor + Hур + Sil + Pl + Or + Q (+L)$, содержание глинозема в гиперстене из ассоциации $Нур + Sil + Q$, судя по химическому анализу (см. табл. 9, № 21), достигает 10,14 вес. %. В экспериментах Б. Дж. Хенсена и Э. Дж. Эссена (Hensen, Essene, 1971) энстатит с содержанием глинозема в 10—12% в ассоциации с кианитом, силлиманитом и корундом был получен при 1000°C и 14,4 кб. В породах р. Сутам отсутствует кианит, следовательно, давление при их образовании было меньше 14,4 кб. Однако содержание глинозема в энстатите в ассоциации с кварцем и силлиманитом очень мало зависит от давления (Hensen, Essene, 1971), поэтому можно считать, что температура при образовании изученной ассоциации $Нур + Sil + Q$ с содержанием Al_2O_3 в гиперстене 10, 14 вес. % была близка к 1000°C. Полагая, что эта температура достигалась только в самых высокотемпературных участках района р. Сутам, принимаем температуру вышеназванной неинвариантной точки 925°C.

В экспериментах Б. Дж. Хенсена и Д. Х. Грина (Hensen, Green, 1972, 1973) ассоциация сапфирина с кварцем была получена при температуре 1030° и выше. В породах чогарского комплекса Станового хребта, где Л. П. Карсаковым (1973) описана ассоциация сапфирина с кварцем, состав минералов близок к таковому в породах сутамского комплекса, содержащего все главные ассоциации района рассматриваемой неинвариантной точки. Например, минимальная общая железистость химически анализированных гранатов в кварцсодержащих породах чогарского комплекса составляет 42%, в сутамском комплексе — 37,3% (см. табл. 9, 10, № 23). Максимальное содержание глинозема в гиперстене кварцсодержащих пород чогарского комплекса равно 12 вес. %, сутамско-

го — 10,14%. Это — свидетельство близости температурных условий образования сутамского комплекса и рассматриваемой невариантной точки к температуре появления ассоциации сапфирина с кварцем.

По данным Б. Дж. Хенсена и Д. Х. Грина, реакция разложения кордиерита и граната на гиперстен, силлиманит и кварц при 925° осуществляется примерно при 10,7 кб. Однако для повышения скорости реакций эксперименты этими исследователями выполнялись в присутствии приблизительно 5% не проходившей сушки щавелевой кислоты $H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$ (Hensen, 1972), которая в условиях высокой температуры разлагается (Holloway *et al.*, 1968) с выделением H_2O , CO_2 , H_2 . Из этого следует, что давление воды в условиях экспериментов составляло несколько кбар. Это намного больше, чем величина P_{H_2O} (0,3 кб) в рассматриваемой невариантной точке. По экспериментам Р. С. Ньютона (Newton, 1972), снижение давления воды заметно сокращает поле устойчивости кордиерита в высокотемпературных условиях, отсюда равновесие $Gr + Cor (+Ab + Q) \rightleftharpoons Hup + Sil + Q (+L)$, а вместе с ним и рассматриваемая невариантная точка на нашей диаграмме должны быть смещены в область более низких давлений по сравнению с данными Б. Дж. Хенсена и Д. Х. Грина. Эта невариантная точка дана на диаграмме при давлении 10 кб.

В породах, содержащих расплав, который обуславливает очень низкое давление воды, ассоциация сапфирина с кварцем вследствие сокращения поля устойчивости кордиерита при низком P_{H_2O} , должна появляться при заметно более низких температурах, чем в экспериментах Б. Дж. Хенсена и Д. Х. Грина. В связи с этим бесшпинелевая невариантная точка с сапфирином помещена нами при 965°, а не при 1040°, как на диаграмме Б. Дж. Хенсена и Д. Х. Грина.

В породах чогарского комплекса, в которых содержится ассоциация сапфирина с кварцем, довольно часто встречается парагенезис биотита с силлиманитом и кварцем, но во всех приведенных Л. П. Карсаковым таких ассоциациях отсутствует либо плагиоклаз, либо калиевый полевой шпат, либо оба эти минерала. Это указывает на сохранение данной ассоциации в $P-T$ условиях появления парагенезиса сапфирин + кварц, главным образом в наиболее тугоплавких породах, что может быть связано с более высокой температурой полного разложения ассоциации $Bi + Sil + Q$ и невариантной точки $Bi + Hup + Gr + Cor + Sil + Or + Q$, чем бесшпинелевой невариантной точки с сапфирином и кварцем. В связи с этим предыдущая невариантная точка помещена нами на диаграмме при 982°.

Ряд исследователей (Великославинский, 1971, 1972; Шультин, Захаров, 1971; и др.) в зонально-метаморфических

комплексах отмечают присутствие ассоциации $Bi+Gr+Coq+Sil+Or+Q+Pl$ с железистостью граната 75—85% в зоне второго силлиманита, к которой обычно приурочено начало интенсивных процессов анатексиса и которая от более низкотемпературной зоны первого силлиманита ограничена реакцией $Ms+Q \rightleftharpoons Sil+Or$, т. е. линия моновариантного равновесия $Bi+Sil+Q+Ab \rightleftharpoons Gr+Coq+Or+L$ должна пересекать кривую $Ab+Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$ около точки пересечения последней с линией $Ms+Q \rightleftharpoons Sil+Or$. Гранат в точке пересечения должен иметь железистость около 80—85%. Это позволяет определить положение рассматриваемой моновариантной линии в низкотемпературной части диаграммы.

С понижением магнезиальности граната в моновариантных ассоциациях $Bi+Gr+Coq+Hup+Or+Q+L$ с плагиоклазом и без плагиоклаза коэффициент распределения магния между биотитом и гранатом увеличивается довольно значительно, от 1,84 до 5 (рис. 42). Это указывает на сравнительно пологий наклон соответствующих моновариантных линий к оси температуры. Ассоциация гиперстена с кордиеритом и гранатом не характерна для роговиков. Все это примерно определяет положение малоуглубинной части рассматриваемых моновариантных линий.

Составы фаз, принятые для расчетов, приведены в табл. 25. Удельные мольные объемы биотита, граната, кордиерита и гиперстена определялись по данным Л. Л. Перчука (1970₁). Состав расплава при разных условиях $P_{ТВ}-P_{H_2O}$ определялся по расчетной диаграмме М. И. Дубровского (1971, 1972), содержание в нем воды — на основании экспериментальных данных О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), Х. Р. Шоу (Shaw, 1963) и А. А. Кадика, Е. Б. Лебедева и Н. И. Хитарова (1971). Парциальный мольный объем воды в кварц-полевошпатовом и кварц-ортоклазовом расплавах принимался равным объему воды в альбитовом расплаве, последний определен С. В. Бэрнемом и др. (Перчук, 1973, с. 229). Мольный объем сухого расплава вычислялся на основании данных по мольным объемам кварцевого, альбитового и ортоклазового стекла.

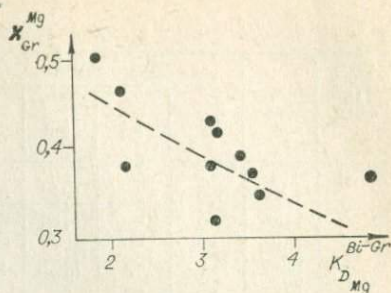


Рис. 42. Соотношения магнезиальности граната с коэффициентом распределения Mg между биотитом и гранатом в ассоциации $Bi+Gr+Coq+Hup+Pl+Q(+L \pm Or)$. Использованы составы минералов, приведенные в работах Л. Л. Перчука (1971), Е. И. Ушаковой (1971) и неопубликованные данные В. И. Кицула.

Составы фаз, принятые для расчета диаграммы $P-T$

№ точки	Фаза	Состав фаз								V, см ³
		K	Na	Mg	Fe	Al	Si	OH	$\frac{Fe\ 100\%}{Fe+Mg}$	
1	Bi	0,9	—	1,88	0,62	1,5	3,0	1,6	25	152
	Hyp	—	—	1,31	0,54	0,3	1,85	—	29	63
	Cor	—	—	1,7	0,3	4,0	5,0	0,5	15	232
	Gr	—	—	1,56	1,44	2,0	3,0	—	48	114
	Sil	—	—	—	—	2,0	1,0	—	—	49,9
	Or	1,0	—	—	—	1,0	3,0	—	—	109
	Ab	—	1,0	—	—	1,0	3,0	—	—	100
	Q	—	—	—	—	—	1,0	—	—	22,7
L	0,4	0,7	—	—	1,1	4,5	1,0	—	164,4	
2	L'	0,432	—	—	—	0,432	1,963	0,896	—	95,2
3	Bi	0,85	—	—	2,9	1,6	2,74	1,6	100	170
	Gr	—	—	—	3,0	2,0	3,0	—	100	115,1
	Cor	—	—	—	2,0	4,0	5,0	0,6	100	238
	Hyp	—	—	—	2,0	—	2,0	—	100	66
	L	0,2	0,3	—	—	0,5	2,7	1,0	—	98
4	L'	0,4	—	—	—	0,4	2,5	1,0	—	88,4
5	Bi	0,85	—	1,7	1,1	1,6	2,74	1,8	39,3	160
	Gr	—	—	0,6	2,4	2,0	3,0	—	80	115
	Cor	—	—	1,4	0,6	4,0	5,0	1,0	30	232
	L	0,15	0,15	—	—	0,3	1,27	1,2	—	53

Примечание. Состав других фаз в точке 2 такой же, как в точке 1, в точке 4 — такой же, как в точке 3.

В табл. 26 приведены главные химические реакции, рассчитанные для следующих точек диаграммы: в таблицах точка 1 — неинвариантная точка $Bi+Gr+Cor+Hyp+Sil+Ab+Or+Q+L$, 2 — неинвариантная точка $Bi+Gr+Cor+Hyp+Sil+Or+Q+L'$, 3, 4 — неинвариантные точки $Bi+Gr+Cor+Hyp+Ab+Or+Q+L$ и $Bi+Gr+Cor+Hyp+Or+Q+L'$ при 100% железистости минералов, 5 — точка на диаграмме при 4 кб и 693°C.

Для упрощения расчетов использован альбит вместо кислого плагиоклаза, встречающегося в бедных кальцием мигматитах. На диаграмме в парагенезисах сплошных линий постоянной железистости везде содержится ассоциация $Ab+Or+Q$, пунктирных линий — ассоциация $Or+Q$.

Соотношение* моновариантных и неинвариантных равновесий между Bi , Gr , Cor , Hyp , $Sil(Ky)$, Ms , Q , Or , Pl и $Ьв$

Рассчитанные минеральные равновесия диаграммы P-T

№ точ-
ки

Равновесия

$$0,792\text{Bi}+0,994\text{Sil}+0,642\text{Ab}+3,95\text{Q}+50,0 \text{ см}^3= \\ =0,196\text{Gr}+0,696\text{Cor}+0,345\text{Or}+0,92\text{L}$$

$$1,041\text{Bi}+0,204\text{Gr}+1,16\text{Ab}+5,056\text{Q}+37,5 \text{ см}^3= \\ =1,744\text{Hyp}+0,723\text{Sil}+0,2730\text{Or}+1,663\text{L}$$

$$2,206\text{Bi}+0,085\text{Gr}+2,234\text{Ab}+10,91\text{Q}+101,5 \text{ см}^3= \\ =2,4\text{Hyp}+0,696\text{Cor}+0,72\text{Or}+3,21\text{L}$$

$$0,462\text{Gr}+0,914\text{Cor}+0,3\text{Ab}+0,028\text{Q}+0,188\text{Or}= \\ =1,744\text{Hyp}+2,038\text{Sil}+0,433\text{L}+29,5 \text{ см}^3$$

$$0,399\text{Bi}+2,536\text{Sil}+1,53\text{Q}+66,0 \text{ см}^3= \\ =0,56\text{Gr}+1,262\text{Cor}+0,356\text{Or}$$

$$1,868\text{Bi}+0,305\text{Sil}+1,83\text{Ab}+9,166\text{Q}+89,5 \text{ см}^3= \\ =1,744\text{Hyp}+0,725\text{Cor}+0,632\text{Or}+2,621\text{L}$$

$$3\text{Cor}+\left(\frac{1,977}{n}-2\right)\text{Gr}+1,05\text{Ab}+0,6\text{Or}= \\ =\frac{1,977}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}}+4\text{Sil}+3,2\text{Q}+1,5\text{L}+1,17 \text{ см}^3$$

$$3,19\text{Bi}+0,2\text{Cor}+\left(\frac{1,977}{n}-2,789\right)\text{Gr}+3,64\text{Ab}+12,7\text{Q}+ \\ +84,4 \text{ см}^3=\frac{1,977}{n}\text{Gr}+0,787\text{Or}+5,2\text{L}$$

$$1,4\text{Cor}+4\text{Hyp}+\left(\frac{2,31}{n}-3,4\right)\text{Gr}+0,49\text{Ab}+0,28\text{Or}= \\ =\frac{2,31}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}}+3,48\text{Q}+0,7\text{L}+26 \text{ см}^3$$

$$3\text{Bi}+\left(\frac{1,743}{n}-2,5\right)\text{Gr}+0,25\text{Sil}+3,36\text{Ab}+12,11\text{Q}+78,5 \text{ см}^3= \\ =\frac{1,743}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}}+0,78\text{Or}+4,8\text{L}$$

$$3\text{Bi}+\frac{4,58}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}}+14,4\text{Sil}+21\text{Q}+429 \text{ см}^3= \\ =\left(\frac{4,58}{n}-3,9\right)\text{Gr}+9,6\text{Cor}+2,7\text{Or}$$

$$0,319\text{Bi}+4,77\text{Q}+\frac{1,515}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}}+40,9 \text{ см}^3= \\ =2,96\text{Hyp}+1,02\text{Cor}+\left(\frac{1,515}{n}-2,241\right)\text{Gr}+0,287\text{Or}$$

$$0,792\text{Bi}+0,994\text{Sil}+3,544\text{Q}+70,4 \text{ см}^3= \\ =0,196\text{Gr}+0,696\text{Cor}+0,213\text{Or}+1,03\text{L}$$

$$1,041\text{Bi}+0,204\text{Gr}+4,27\text{Q}+27,4 \text{ см}^3= \\ =1,744\text{Hyp}+0,723\text{Sil}+0,134\text{Or}+1,86\text{L}$$

$$2,206\text{Bi}+0,085\text{Gr}+9,354\text{Q}+107,1 \text{ см}^3= \\ =2,4\text{Hyp}+0,696\text{Cor}+0,395\text{Or}+3,56\text{L}$$

2

№ точ- ки	Равновесия
2	$0,426\text{Gr}+0,914\text{Cor}+0,084\text{Or} =$ $= 1,744\text{Hyp}+2,03\text{Sil}+0,32\text{Q}+0,51\text{L}+66,4 \text{ см}^3$ $1,868\text{Bi}+0,305\text{Sil}+7,86\text{Q}+97,3 \text{ см}^3 =$ $= 1,744\text{Hyp}+0,725\text{Cor}+0,356\text{Or}+2,93\text{L}$ $3\text{Cor} + \left(\frac{1,977}{n} - 2\right)\text{Gr} + 0,727\text{Or} =$ $= \frac{1,977}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}} + 4\text{Sil} + 3,88\text{Q} + 1,68\text{L} + 92,1 \text{ см}^3$
3	$1\text{Bi}+0,125\text{Cor}+0,5\text{Ab}+4,344\text{Q} =$ $= 1,05\text{Gr}+0,516\text{Or}+1,67\text{L}+6,4 \text{ см}^3$ $1\text{Bi}+0,48\text{Ab}+4,6\text{Q}+0,4 \text{ см}^3 =$ $= 0,8\text{Gr}+0,25\text{Hyp}+0,53\text{Or}+1,6\text{L}$ $1,25\text{Cor}+2,5\text{Hyp}+0,3\text{Ab}+0,14\text{Or} =$ $= 2,5\text{Gr}+2,56\text{Q}+0,75\text{L}+68 \text{ см}^3$ $0,31\text{Bi}+0,21\text{Ab}+1,486\text{Q}+1,4 \text{ см}^3 =$ $= 0,311\text{Hyp}+0,125\text{Cor}+0,184\text{Or}+0,42\text{L}$
4	$1\text{Bi}+0,125\text{Cor}+4,504\text{Q} = 1,05\text{Gr}+0,183\text{Or}+1,67\text{L}+11,7 \text{ см}^3$ $1\text{Bi}+4,8\text{Q} = 0,8\text{Gr}+0,25\text{Hyp}+0,21\text{Or}+1,6\text{L}+6,8 \text{ см}^3$ $1,25\text{Cor}+2,5\text{Hyp}+0,27\text{Or} = 2,5\text{Gr}+2,96\text{Q}+0,75\text{L}+49 \text{ см}^3$ $0,31\text{Bi}+1,8\text{Q}+2,8 \text{ см}^3 = 3,11\text{Hyp}+0,125\text{Cor}+0,092\text{Or}+0,42\text{L}$
5	$4\text{Bi}+0,4\text{Cor} + \left(\frac{4,65}{n} - 4,4\right)\text{Gr} + 1\text{Ab} + 13,86\text{Q} = \frac{4,65}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}} +$ $+ 2,4\text{Or} + 6,69\text{L}$ $3\text{Bi} + \left(\frac{3,43}{n} - 2,8\right)\text{Gr} + 0,4\text{Sil} + 0,675\text{Ab} + 9,1\text{Q} =$ $= \frac{3,43}{n}\text{Gr}_{\text{Mg}} + 1,875\text{Or} + 4,5\text{L} + 13 \text{ см}^3$

системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{H}_2\text{O}$ впервые рассмотрено Дж. А. Грантом (Grant, 1973). При расчете нашей диаграммы, выполненном независимо от данных Дж. А. Гранта, получено такое же соотношение этих равновесий, но большинство их смещено в более высокотемпературную область.

На диаграмме $P_{\text{тн}}-T$ (см. рис. 41) выделяются две крупные области. В крайней верхней и левой частях выплавление расплавов в системе $\text{Ab}+\text{Or}+\text{Q}+\text{H}_2\text{O}$ невозможно, поэтому здесь не могут существовать анатектические мигматиты. Эта область распространения разнообразных метаморфических сланцев, где возможны инъекционные мигматиты, жилы, возникшие путем метаморфической дифференциации, и псевдо-мигматиты, сформировавшиеся путем метаморфической пере-

кристаллизации пород с прослоями, близкими по составу к гранитам. Все эти разновидности встречаются редко, поэтому данные толщи выглядят обычно как безмигматитовые.

Правее и ниже моновариантного равновесия $Ab+Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$ располагается область существования анатектических расплавов, являющаяся областью широкого развития анатектических мигматитов. В бедных кальцием кварцсодержащих метаморфических породах плагиоклаз обычно содержит не менее 20—30% анортитовой составляющей, что, как следует из экспериментов Г. Платена (1967), должно сдвигать первое появление расплава в область более высоких температур. Однако в этих породах обычно присутствуют в небольших количествах P_2O_5 и HF, которые, судя по экспериментальным данным П. Дж. Вилли и О. Ф. Таттла (Wyllie, Tuttle, 1964), должны понижать температуру плавления. Первое появление значительных количеств анатектических расплавов в природной системе $Pl+Or+Q+H_2O$ поэтому достаточно хорошо совпадает с положением равновесия $Ab+Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$.

Из положения на диаграмме кривой начала плавления $Ab+Or+Q+H_2O \rightleftharpoons L$ следует, что первое появление гранитного расплава в зависимости от давления может осуществляться либо в породах более высокотемпературных, чем изограда $Ms+Q \rightleftharpoons Sil+Or$, либо совпадать с ней (при $P_{тв} \approx 3,5$ кб) или осуществляться в породах более низкотемпературных, чем эта изограда (при $P_{тв} > 3,5$ кб). На совпадение изограды массового появления мигматитов с изоградой $Ms+Q \rightleftharpoons Sil+Or$ указывают Л. В. Ландгрен (Lundgren, 1966) в зонально-метаморфическом комплексе Юго-Восточного Коннектикута, Д. А. Великославинский (1971) — в метаморфических породах Северного Приладожья. В метаморфических комплексах Мамско-Бодайбинского синклиория (Байкальская горная область) явления ультраметаморфизма проявляются уже в кианит-ставролитовой, т. е. в более низкотемпературной зоне (Великославинский и др., 1971). О. Г. Шулятин и Ю. И. Захаров (1971) отмечают первое появление мигматитов внутри мусковит-кварцевой зоны зонально-метаморфического комплекса Таймыра, т. е. также в породах более низкотемпературных, чем изограда $Ms+Q \rightleftharpoons Sil+Or$.

В кварц-плагиоклазовых, кварц-анортит-ортоклазовых и ортоклаз-кварцевых породах, как следует из положения соответствующих кривых солидуса, плавление начинается при температурах на несколько десятков градусов более высоких, чем в кварц-полевошпатовых породах.

От линий солидуса в системах $Ab+Or+Q+H_2O$ и $Q+Or+H_2O$, построенных при $P_{H_2O} = P_{общ}$, проведены линии солидуса при $P_{H_2O} = const$. По положению этих линий с увеличением температуры уменьшается величина P_{H_2O} , необходимая

для начала плавления. Линии солидуса при одинаковых P_{H_2O} , для наиболее легкоплавкой ассоциации $Ab+Or+Q$ располагаются в области более низких (на $50-100^\circ$) температур, чем для менее легкоплавкой ассоциации $Or+Q$. Отсюда анатексис в мигматитах с признаками неполного выплавления кварц-полевошпатового расплава-минимума при одинаковых $P-T$ условиях должен осуществляться при давлениях воды значительно более низких, чем в мигматитах с неполным выплавлением кварц-плагноклазового, кварц-полевошпатового и других более тугоплавких расплавов. Это полностью подтвердилось при изучении содержаний воды в биотитах. При одинаковой температуре формирования (при одинаковых $K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr}$) биотиты в легкоплавких кварц-полевошпатовых гнейсах (практически всегда мигматизированных) содержат заметно меньше H_2O^+ , чем в гнейсах без калиевого полевого шпата, кварца или плагноклаза (см. рис. 39).

Выше отмечалось, что мигматиты с признаками неполного выплавления кварц-полевошпатового и кварц-плагноклазового жильного материала часто залегают в одном обнажении на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга. Это свидетельствует о том, что в мигматизированных комплексах могут существовать значительные (до 2 км и возможно более на $20-40$ м) градиенты давлений воды при процессах минералообразования, связанные с различным «осушающим» влиянием расплава в разных породах.

Из неинвариантной точки $Gr+Cor+Hyp+Bi+Sil+Ab+Or+Q+L$ на диаграмме расходятся шесть лучей. Аналогичные по темноцветным минералам реакций лучи могут быть построены и из более высокотемпературных неинвариантных ассоциаций $Gr+Cor+Hyp+Bi+Sil+An+Or+Q+L$, $Gr+Cor+Hyp+Bi+Sil+Or+Q+L$. Во избежание чрезмерной сложности на диаграмме построены только моновариантные линии последней наиболее высокотемпературной неинвариантной точки. Относительное расположение моновариантных лучей в каждой из неинвариантных точек очень близко к положению аналогичных по темноцветным минералам лучей на диаграммах, построенных для высокоглиноземистых гнейсов при вполне подвижном поведении воды без участия расплава (Маракушев, 1968; Кицул и Березкин, 1972; и др.).

Одно из отличий равновесий при вполне подвижном поведении воды без учета расплава от аналогичных равновесий с расплавом при виртуальном инертном поведении воды заключается в том, что в последних части реакций с расплавом обладают большим суммарным молекулярным объемом и, следовательно, часто более устойчивы при низких давлениях. Это привело к тому, что на диаграмме для мигматитов моновариантной реакции $Bi+Gr+Ab+Q \rightleftharpoons Cor+Hyp+Or+L$ способствует снижение давления, тогда как на диаграммах при

вполне подвижном поведении воды аналогичной по темнотам реакции способствует увеличение давления. На последних диаграммах невариантная ассоциация $Bi+Gr+Hyp+Cog+Sil+Or+Q$ более низкотемпературна, чем моновариантная ассоциация $Bi+Gr+Hyp+Cog+Or+Q$, на рассматриваемой диаграмме для мигматитов соотношение по температуре аналогичных парагенезисов с расплавом противоположное. С целью выяснения зависимости влияния давления на моновариантную реакцию $Bi+Gr+Q+Pl \rightleftharpoons Cog+Hyp+Or+L$ в природных мигматитах построена диаграмма $K_{DMg}^{Bi-Gr} - X_{Mg}^{Gr}$ для биотитов из гнейсов с рассматриваемой моновариантной ассоциацией (рис. 12). Наиболее глубокие высокомагнезиальные гранаты этой ассоциации присутствуют в породах с наименьшими K_{Mg}^{Bi-Gr} т. е. в наиболее высокотемпературных породах. Это — свидетельство того, что положительный наклон рассматриваемой моновариантной линии, полученный расчетным путем для мигматитов, полностью согласуется с наблюдающимися в природе соотношениями.

Более существенным отличием рассматриваемой диаграммы от диаграмм, построенных при вполне подвижном поведении воды, является то, что по ней увеличение давления в высокотемпературной части приводит в большинстве гранатосодержащих парагенезисов мигматитов к некоторому увеличению железистости гранатов, тогда как на диаграммах при вполне подвижном поведении воды эти взаимоотношения всегда противоположны. Данное обстоятельство, как уже отмечалось, связано с тем, что в биотитсодержащих мигматитах с рассеянным гранитным материалом вследствие виртуального инертного поведения воды накопление граната

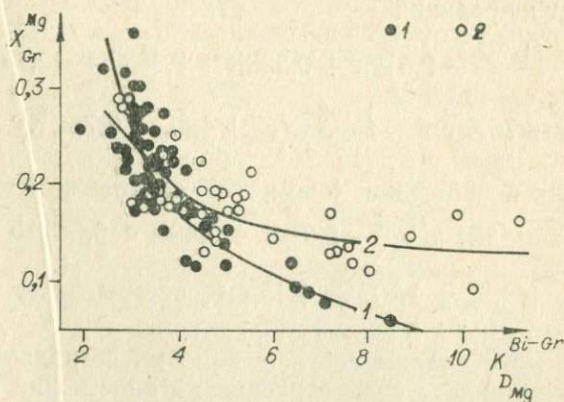
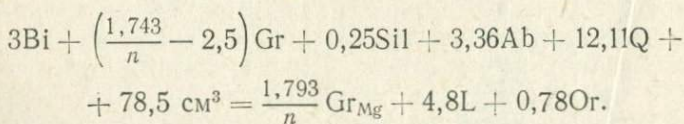


Рис. 43. Соотношения магнезиальности граната с коэффициентом распределения Mg между биотитом и гранатом в породах андалузитового (1) и кианитового (2) типов метаморфизма.

(и, следовательно, увеличение его магнезиальности) сопровождается накоплением расплава. При этом уменьшение объема, вызванное образованием наиболее плотного минерала — граната, — обычно с избытком компенсируется приращением объема, обусловленное формированием очень неплотной фазы, расплава. Суммарное приращение объема наиболее велико в высокотемпературных условиях, где разложение биотита сопровождается образованием большого количества расплава, ввиду малого содержания воды в последнем.

Полученный вывод о повышении железистости минералов в высокотемпературных гранатсодержащих анатектических мигматитах с увеличением давления полностью подтверждается уже рассматривавшимся примером соотношений магнезиальности гранатов из биотит-гранат-кордиеритовых и биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов. Гранаты в менее глубоких биотит-гранат-кордиеритовых гнейсах заметно более магнезиальны (см. рис. 40), чем в изотемпературных (с одинаковыми $K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr}$), но более глубоких биотит-гранат-силлиманитовых гнейсах (везде $+Pl+Og+Q$).

В более низкотемпературных (а также в очень глубоких) условиях суммарный объемный эффект реакций накопления граната и расплава (а также калиевого полевого шпата) с уменьшением железистости темноцветов становится отрицательным благодаря тому, что образуется небольшое количество расплава из-за высокого содержания воды в нем. Увеличение давления здесь поэтому приводит к росту магнезиальности минералов в рассматриваемых мигматитах. Так, например, уменьшение железистости темноцветов в ассоциации $Bi+Gr+Sil+Ab+Og+Q+L$ при 10 кб и 925° (на диаграмме — невариантная точка) сопровождается увеличением объема, как следует из реакции



Аналогичная реакция при 4 кб и 692° сопровождается уменьшением объема $3Bi + \left(\frac{3,43}{n} - 2,8 \right) Gr + 0,4Sil + 0,675Ab + 9,1Q = \\ = \frac{3,43}{n} Gr_{Mg} + 4,5L + 1,875Og + 13 \text{ см}^3$ (составы фаз в реакциях в табл. 25, точки 1 и 5 соответственно).

На рис. 43 показаны соотношения магнезиальности граната и коэффициента распределения магния между биотитом и гранатом в породах Северного Приладожья (зачерненные кружки), относящихся к андалузитовому типу метаморфизма (Великославинский, 1972), и в породах различных районов,

относящихся к более глубинному кианитовому типу метаморфизма (использованы данные Д. А. Великославинского, 1973; и составы минералов из пород с кианитом, приведенные в книге Л. Л. Перчука, 1971). Равенство железистостей в более глубинных ассоциациях с кианитом и менее глубинных изотемпературных (с одинаковыми $K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr}$ породах Северного Приладожья или независимость изменения железистости от давления можно предполагать в среднем при железистости граната около 77%, хотя в разных парагенезисах это равенство должно наблюдаться при несколько различных железистостях. Заметное влияние на него должны оказывать некоторые примеси, особенно F, заметно понижающий температуру плавления.

Железистость темноцветных минералов в гранатсодержащих парагенезисах с расплавом сильно зависит от температуры, уменьшаясь с ее увеличением. С влиянием более высокой температуры, видимо, связана высокая магнезиальность темноцветов в наиболее интенсивно метаморфизованных комплексах.

Важной отличительной особенностью рассматриваемой диаграммы от диаграмм для аналогичных пород, построенных без учета расплава, является повышение вариантности минеральных парагенезисов некоторых гнейсов. Например, парагенезис мигматизированных рассеянным гранитным материалом гнейсов с ассоциацией $Bi+Gr+Cor+Sil+Or+Q$ в субстрате при вполне подвижном поведении воды является моновариантным, а при виртуальном инертном поведении воды и учете расплава — в общем случае дивариантным. В зависимости от содержания плагиоклазового компонента в расплаве он (т. е. содержания плагиоклаза в рассеянном жильном материале) попадает в разные части поля, ограниченного на диаграмме моновариантными линиями $Bi+Sil+Ab+Q \rightleftharpoons Gr+Cor+Or+L$ и $Bi+Sil+Q \rightleftharpoons Gr+Cor+Or+L'$. Точки соотношений $K_{D_{Mg}}^{Bi-Gr}$ с X_{Mg}^{Gr} в гнейсах с ассоциацией $Bi+Gr+Cor+Sil+Pl+Or+Q$, обычно мигматизированных, образуют не линию, а широкую полосу, что является косвенным подтверждением устойчивости данного парагенезиса в мигматизированных породах в значительном поле $T - P$ (см. рис. 40).

Железистость минералов в одинаковых по темноцветам парагенезисах зависит также от степени их тугоплавкости, повышаясь с увеличением последней. Например, при 7 кб и 845° железистость граната в ассоциации $Bi+Gr+Hyp+Pl+Or+Q+L$ по диаграмме равна 65%, а в более тугоплавкой ассоциации $Bi+Gr+Hyp+Or+Q+L'$ — 80%. В биотит-гранат-гиперстеновых мигматитах без плагиоклаза в субстрате, но с плагиоклазом в рассеянном жильном материале,

железистость граната будет промежуточной, уменьшаясь с приближением содержания плагиоклаза в жильном материале к эвтектическому и повышаясь с увеличением основности плагиоклаза. С целью изучения соотношений железистости темноцветных минералов в мигматизированных породах разной тугоплавкости по литературным данным (Судовиков и др., 1970; Берзенина, 1970; Matejovska, 1970; Перчук, 1971; Ушакова, 1971; Великославинский, 1972) и материалам настоящей работы построена диаграмма $K_{DMg}^{Bi-Gr} - X_{Mg}^{Gr}$ для различных гранатосодержащих парагенезисов высокотемпературных, обычно мигматизированных гнейсов с ассоциацией $P1+Og+Q$ и без нее. Последние в субстрате в среднем должны быть более тугоплавкими, хотя разница в тугоплавкости может быть незначительной, если рассеянный жильный материал в этих гнейсах близок по составу к гранитной «эвтектике». Изотемпературные (с одинаковыми K_{DMg}^{Bi-Gr}) гранаты в кварц-полевошпатовых гнейсах чаще всего, действительно, более магнезиальны, чем в аналогичных по темноцветам кварц-плагиоклазовых, кварц-калишпатовых и других более тугоплавких гнейсах (рис. 44).

В среднем течении р. Алдан (в 2 км выше устья р. Дьялханах) изучен биотит-гранат-гиперстеновый мигматит с кварц-ортоклазовым (+Нур) рассеянным жильным материалом.

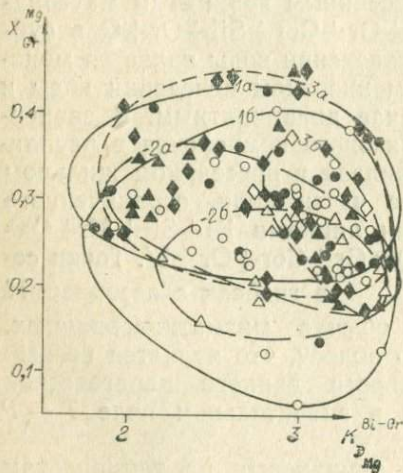


Рис. 44. Соотношения магнезиальности граната с коэффициентом распределения Mg между биотитом и гранатом. Зачерненные точки, овалы 1а—3а — кварц-ортоклаз-плагиоклазовые гнейсы. Незачерненные точки, овалы 1б—3б — гнейсы без ортоклаза или кварца или плагиоклаза с ассоциациями $Vi+Gr$ (кружки), $Vi+Gr+Si$ (треугольники) и $Vi+Gr+Nur$ (ромбы).

Гранат в этом мигматите имеет показатель преломления $1,806 (\pm 0,003)$, что соответствует железистости примерно 82%. В этом же районе в более легкоплавких биотит-гранат-гиперстеновых мигматитах с ассоциацией $P1_{30-32}+Og+Q$ в субстрате и жильном материале, судя по химическим анализам (см. табл. 9, 10, № 9, 11), гранат имеет железистость соответственно 66,8 и 66,1%. Повышение железистости граната в тугоплавких породах около 15—16%.

Бесплагиоклазовые мигматиты встречаются, однако, крайне редко, чаще наблюдаются колебания основности плагиоклаза. В одном из обнажений Северо-Западного Приладожья про-

анализированы гранат (см. табл. 9, 10, № 66) из очень слабо мигматизированного прослоя биотит-гранат-гиперстенового гнейса без ортоклаза с плагиоклазом № 40 и из залегающего рядом прослоя интенсивно мигматизированного более легкоплавкого гнейса, аналогичного по парагенезису, но с плагиоклазом № 29—34 (см. табл. 9, № 61). В первом гранат имеет железистость 75,7, во втором — 69,2%.

В другом обнажении в биотит-гранат-гиперстеновом слабо мигматизированном плагиогнейсе с плагиоклазом № 40—41 гранат (см. табл. 9, 10, № 79) имеет железистость 88,2%, в рядом залегающих интенсивно мигматизированных плагиогнейсах с плагиоклазом № 27 железистость граната 74,0% (см. табл. 9, 10, № 81), однако последние гнейсы имеют другой парагенезис — $Bi + Gr + Sil + Pl + Q$.

Появление среди гранат-кордиеритсодержащих мигматитов среднего течения р. Сутам гиперстен-, силлиманитсодержащих, возможно, иногда связано с очень высокой легкоплавкостью некоторых гнейсов, обусловленной либо присутствием очень кислого плагиоклаза, либо повышенным содержанием F. Это приводило к установлению аномально низкого химического потенциала воды и в соответствии с экспериментами Р. С. Ньютона (Newton, 1972) — к более раннему разложению в этих породах кордиерита (с образованием гиперстена и силлиманита). Действительно, в изученном нами гиперстен-, силлиманитсодержащем мигматите с очень низкой железистостью граната (41,7 в субстрате и 37,3 в жильном материале (см. табл. 10, № 20, 23)) содержится очень кислый плагиоклаз № 22. В мигматитах с гранатом и кордиеритом в этом районе плагиоклаз обычно на 10—15 номеров более основной.

В гранатсодержащих плагиомигматитах железистость минералов должна быть выше, чем в изофаціальных аналогичных по темноцветам мигматитах с кварцем и полевыми шпатами. Иногда такая разница не устанавливается, что видимо, частично связано с влиянием повышенного содержания F в плагиомигматитах, однако фактических данных очень мало.

При одинаковых температуре и давлении на твердую фазу железистость минералов в гранатсодержащих мигматитах с одинаковыми темноцветами и рассеянным гранитным материалом должна возрастать от мигматитов с эвтектическим кварц-кислым плагиоклаз-ортоклазовым жильным материалом к мигматитам с кислым плагиоклаз-кварцевым и далее с кварц-анортит-ортоклазовым и кварц-ортоклазовым жильным материалом в порядке возрастания температуры начала плавления при $P_{H_2O} = P_{общ}$ в этих ассоциациях.

Увеличение температуры (см. диаграмму) способствует реакциям плавления, что согласуется с приведенными данными

о повышенном содержании рассеянного анатектического жильного материала в мигматитах интенсивно метаморфизованных комплексов. Давление воды с ростом температуры в анатектических мигматитах уменьшается, это согласуется с представителями многих исследователей (Lundgren, 1966; Добрецов и др., 1970) о том, что хорошо известная повышенная «сухость» минеральных парагенезисов высокотемпературных метаморфических пород связана с растворением воды в анатектических расплавах.

Из диаграммы следует, что давление воды при процессах мигматитообразования и метаморфизма в гранулитовой фации колеблется примерно от 0,2 до 3 кб в мигматитах с кварцем и полевыми шпатами в субстрате, что примерно соответствует определению А. А. Маракушева (1968), в среднем 1 кб. В более тугоплавких породах давление воды может достигать 5 кб и, возможно, более, что близко к определениям Н. Л. Добрецова и др. (1970) (0,2—0,4 $P_{\text{общ}}$ в гранулитовой фации).

На рассматриваемой диаграмме видно, что в случае значительно более быстрого роста давления, чем температуры, может начаться кристаллизация уже образовавшегося анатектического расплава, что приведет к увеличению давления воды и осуществлению реакций гидратации. Таким образом, прогрессивный метаморфизм, видимо, не всегда должен сопровождаться реакциями дегидратации, осуществление его может идти и при реакциях гидратации темноцветных минералов.

Область существования анатектических мигматитов серией моновариантных линий разделяется на ряд полей, каждое из которых может считаться минеральной фацией мигматитов (см. рис. 42). Таких фаций на диаграмме с расплавом почти в два раза больше, чем на диаграммах, построенных для аналогичных пород без учета расплава, поскольку условно моновариантные парагенезисы последних на диаграммах с расплавом являются дивариантными, что уже отмечалось Дж. А. Грантом (Grant, 1973). Ниже приводится краткая характеристика главных минеральных фаций мигматитов бескианитовой области.

Фация мусковит-кварц-полевошпатовых мигматитов. Здесь и далее в названиях фаций фигурирует минеральный состав субстрата мигматитов с рассеянным гранитным материалом. Характерный минеральный парагенезис этой фации в момент мигматитообразования $Ms + Ab + Or + Q + L$ располагается в левой, наиболее низкотемпературной нижней части области существования мигматитов на диаграмме $P-T$. В этой фации возможны биотит-гранат-кварц-полевошпатовые, биотит-кордиерит-кварц-полевошпатовые мигматиты и мигматиты с меньшим числом вышеназванных минералов в субстрате, но с

кварц-полевошпатовым рассеянным жильным материалом. На Алданском щите мигматиты данной фации мало распространены. Автором они были встречены лишь по р. Олекме в 5 км выше устья р. Хани, где в биотит-мусковит-кварц-полевошпатовых гнейсах с хорошо обособленными зернами биотита и мусковита содержится около 17% по объему мелких конформных жилок кварц-полевошпатового состава с единичными зернами мусковита. При образовании мигматитов данной фации P_{H_2O} , видимо, было выше 3,5 кб.

Фация мусковит-кварц-силлиманитовых мигматитов — в среднем более высокотемпературная и менее глубинная по сравнению с предыдущей. Давление воды порядка 3,5—4,5 кб при формировании мигматитов с кварц-полевошпатовым и до 5,5—6 кб — с кварц-ортоклазовым жильным материалом.

Характерный парагенезис этой фации $Ms + Sil + Or + Q + L$. Здесь возможны также биотит-гранатовые и биотит-кордиеритовые магматиты.

Фация биотит-силлиманит-кварц-полевошпатовых мигматитов сменяет предыдущую с повышением температуры и уменьшением давления и устойчива в большом интервале температуры и давления. P_{H_2O} может колебаться в широких пределах, вероятно, от 0,3 кб в мигматитах с эвтектическим кварц-полевошпатовым жильным материалом до 5 кб в мигматитах с кварц-ортоклазовым жильным материалом. Характерный минеральный парагенезис в момент образования $Bi + Sil + Pl + Or + Q + L$, возможны также и мигматиты состава $Bi + Gr + Sil + Pl + Or + Q (+L)$, $Bi + Cor + Sil + Pl + Or + Q (+L)$ и др. Железистость минералов сильно зависит от температуры, уменьшаясь с ее увеличением. Железистость темноцветов в ассоциациях с гиперстеном, особенно в наиболее тугоплавкой ассоциации $Bi + Hup + Gr + Or + Q + L'$ при одинаковых T и P является наиболее высокой и по сравнению с другими ассоциациями. Мигматиты этой фации на Алданском щите распространены в нижнем течении р. Учур.

Фация биотит-гранат-кордиерит-силлиманит-кварц-ортоклазовых мигматитов является еще более высокотемпературной, чем предыдущая. Давление воды при процессах минералообразования здесь колебалось примерно от 0,3 кб в наиболее высокотемпературных мигматитах с эвтектическим кварц-полевошпатовым рассеянным жильным материалом до 2 кб в наиболее низкотемпературных мигматитах с кварц-ортоклазовым материалом. Характерный парагенезис этой фации $Bi + Gr + Cor + Sil + Or + Q + L$ с составом рассеянного жильного материала (закристаллизовавшегося расплава) от эвтектического кварц-полевошпатового в левой нижней части поля до кварц-ортоклазового и кварц-плагноклазового в правой верхней. Здесь устойчивы также мигматиты состава $Bi + Gr + Hup + Pl + Or + Q (+L)$; $Bi + Gr + Cor + Pl + Or + Q (+L)$.

В наиболее глубинной и высокотемпературной части могут присутствовать мигматиты с ассоциацией $Bi+Gr+Nur+Pl+Q (+L)$. Железистость темноцветных минералов меняется в очень широких пределах от очень высокой в низкотемпературной части до весьма низкой в высокотемпературной. На Алданском щите мигматиты этой фации развиты в среднем течении р. Чуги, по р. Сутам и в других районах.

Фация биотит-гранат-кордиерит-кварц-полевошпатовых мигматитов сменяет предыдущую с уменьшением давления и в меньшей мере — с увеличением температуры. Характерно полное отсутствие в биотитсодержащих мигматитах силлиманита. Устойчивые парагенезисы $Bi+Gr+Cor+Q+Pl+Or+Q+L$, $Bi+Gr+Nur+Pl+Q+L$ и другие родственные — менее полиминеральные. Типичным районом распространения мигматитов данной фации является р. Алдан между устьями рек Чампула и Нижгеркан, где широко развиты мигматиты с гранатом, кордиеритом, гиперстеном, но без силлиманита.

Фация биотит-гранат-кордиерит-гиперстен-кварц ортоклазовых мигматитов — одна из наиболее высокотемпературных. Давление воды при образовании, видимо, колебалось от 0,2 кб в мигматитах с «эвтектическим» кварц-полевошпатовым жильным материалом до 2 кб в мигматитах с наиболее тугоплавким жильным материалом. Характерный парагенезис этой фации $Bi+Gr+Cor+Nur+Or+Q+L$, рассеянный жильный материал в мигматитах такого состава колеблется от эвтектического кварц-полевошпатового в низкотемпературной и глубинной частях до кварц-калишпатового в самой высокотемпературной и малоглубинной. Данная фация в наиболее глубинной части частично совпадает с фацией биотит-гранат-кордиерит-силлиманит-кварц-калишпатовых мигматитов, в связи с чем в этой части в ней возможен парагенезис $Bi+Gr+Cor+Sil+Or+Q+L$. Типичным районом развития этой фации является р. Сеймдые, где, по данным А. Н. Зедгенизова, в одних и тех же обнажениях встречаются как биотит-силлиманитовые, так и гиперстен-гранат-кордиеритовые мигматиты.

Фация гиперстен-силлиманит-кварц-полевошпатовых мигматитов является наиболее высокотемпературной и глубинной. Она, как некоторые предыдущие, может быть подразделена на ряд субфаций. Для нее характерна очень низкая железистость граната и других ассоциирующихся с ним темноцветных минералов. Мигматиты этой фации встречаются в среднем течении р. Сутам.

Глава V.

ГЕНЕЗИС МИГМАТИТОВ

ГЛАВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ

Наиболее важный в проблеме мигматитов вопрос о генезисе в значительной мере сводится к вопросу о происхождении в них жильного материала, поэтому развитие взглядов на происхождение мигматитов неразрывно связано с развитием представлений о генезисе гранитов. История этих представлений изложена в работах П. Н. Кропоткина (1940), Х. Х. Рида (1949), К. Менерта (1971).

Развитие взглядов на происхождение мигматитов и гранитов осуществлялось в тесной связи с дискуссией между сторонниками магматического и сторонниками метасоматического происхождения этих пород. Еще в прошлом веке рядом французских петрологов (Барруа, Мишель-Леви, Лакруа) были высказаны представления об образовании гранитов в результате фельдшпатизации, явившиеся первым вариантом гипотезы метасоматического происхождения гранитов и мигматитов. В начале текущего столетия в работах Дж. Дж. Седерхольма и П. Дж. Холмквиста обсуждались процессы образования мигматитов путем анатексиса, инъекции и перераспределения материала метаморфических пород в растворах. Максимум дискуссии относится к сороковым — пятидесятым годам. Важным этапом в этой дискуссии были работы О. Ф. Таттла, Н. Л. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) и Г. Винклера, Х. Платена (Winkler, Platen, 1961), показавшие большое соответствие гранитов по составу кварц-полевошпатовой «эвтектике». В последнее десятилетие были выполнены многочисленные эксперименты по плавлению метаморфических и магматических пород, показавшие реальность анатектического образования мигматитов.

Предложенные гипотезы образования мигматитов и мигматитоподобных пород можно сгруппировать следующим образом:

1. Магматические, предполагающие формирование жильного материала путем: а) плавления на месте (Sederholm, 1913; Winkler, 1967; Lundgren, 1966; Платен, 1967; Менерт, 1971; Blattner, 1971; Type, 1972; Кратц и др., 1969; Митрофанов, Шуркин, 1972); б) инъекции расплава из крупных

гранитных тел (Sederholm, 1913; Lundgren, 1966; Matthes et al., 1972; Равич, 1972 и др.); в) магматического замещения (Коржинский, 1952, 1970, 1973; Кориковский, 1967) под влиянием потока флюидов и при участии расплава.

2. Метасоматические — образование жильного материала путем избирательного замещения метаморфических пород в результате диффузии компонентов (Wegmann, 1935) или просачивания растворов (Sederholm, 1913; Brown, 1967, 1971; Кинг, 1967; и др.);

3. Метаморфические, предполагающие формирование субстрата и жильного материала в результате: а) метаморфической дифференциации (Holmquist, 1921; White, 1966; Ghaly, 1969; и др.); б) метаморфической перекристаллизации неоднородных магматических или осадочных пород с прослоями, близкими по составу к гранитам (Dietrich, 1960).

В последнее время наиболее популярна гипотеза образования мигматитов путем анатексиса, что в определенной мере связано с успешным воспроизведением в экспериментах (Bowen, Tuttle, 1958, Wyllie, Tuttle, 1959, 1961, 1964; Хитаров, Пугин, 1962; Steuhl, 1962; Luth et al., 1964; Boettcher et al., 1968; Piwinskii, 1968; Винклер, Платен, 1968; James, Hamilton, 1969; Merrill et al., 1970) процессов выплавления гранитной магмы в условиях $P-T$, примерно отвечающих условиям метаморфизма. Доказательствами анатектического происхождения считаются приуроченность массового появления мигматитов к высокотемпературным метаморфическим комплексам, приближение большинства гранитных жил по составу к кварц-полевошпатовой «эвтектике», признаки очень высокой пластичности мигматитов, указывающие на существование в них стадии разжижения, частое соответствие составов мигматизированных пород предположительно исходным немигматизированным (Lundgren, 1966; Winkler, 1967; Платен, 1967; Менерт, 1971; Blattner, 1971; и др.). Часть исследователей на основании изучения минеральных равновесий в мигматитах считают температуру метаморфизма иногда недостаточно высокой для плавления пород в зонах мигматитообразования, а состав жильного материала — сильно отклоняющимся от кварц-полевошпатовой «эвтектики». Если при этом обнаруживаются признаки близости состава минералов в субстрате и жильном материале мигматитов и примерное соответствие состава мигматитов исходным немигматизированным породам, то предполагается их образование путем метаморфической дифференциации (White, 1966; Ghaly, 1969).

При отсутствии соответствия в составах мигматитов и предполагаемых исходных немигматизированных пород, а также на основании присутствия порфириобласт, постепенных переходов между субстратом и жильным материалом и признаков более позднего формирования минералов жильного

материала предполагается метасоматический генезис мигматитов (Ramberg, 1952; Brown, 1967, 1971; Кинг, 1967; и др.) в результате привноса и выноса компонентов растворами. Почти оставлена гипотеза о гранитизации в сухом состоянии, поскольку экспериментальные данные, детально обсуждающиеся в работах К. Менерта (1963, 1971), показали очень малую скорость диффузии компонентов в сухой среде. Д. С. Коржинский (1952) пришел к выводу, что метасоматическая гранитизация не может объяснить присущих гранитам многоминеральности и постоянства количественных соотношений между минералами. Он считает, однако, что замещение гранитами чуждых им по составу пород существует и предполагает, что такое замещение является магматическим. Однако ряд исследователей (Винклер, 1969; Добрецов и др., 1971, 1973) приходят к заключению об отсутствии достоверных данных о региональном проявлении процессов замещения при мигматитообразовании. Явления, рассматриваемые в качестве доказательств такого замещения, по их мнению, связаны с локальными процессами типа метаморфической дифференциации.

О ВОЗМОЖНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИГМАТИТОВ ПУТЕМ ЗАМЕЩЕНИЯ

Вопрос о роли процессов замещения и привноса — выноса вещества при формировании мигматитов является основополагающим при решении проблемы их генезиса, поэтому в дополнение к уже приведенным данным обсудим аргументы гипотезы трансформизма и проанализируем с физико-химической точки зрения саму возможность замещения гранитами чуждых им по составу пород.

В качестве главных аргументов образования мигматитов путем замещения выдвигаются: иногда получаемые по минеральным равновесиям в мигматитах данные о слишком низких для анатексиса температурах образования, часто встречающиеся отклонения состава жильного материала от кварц-полевошпатовой «эвтектики», иногда получаемая разница в составе мигматитов и предполагаемых исходных немигматизированных пород, присутствие порфиробласт, наличие постепенных переходов между субстратом и жильным материалом, признаки более позднего формирования минералов жильного материала по сравнению с субстратом (отсутствие гнейсовидности в жильном материале, связываемые с гранитизацией явления замещения в субстрате безводных темноцветов гидроксилсодержащими), конформность жильного материала и субстрата и отсутствие признаков раздвижения последнего под влиянием жильного материала (Ramberg, 1952; Brown, 1967, 1971; Кинг, 1967; и др.).

Температуры образования мигматитов обычно несколько занижены, поскольку относятся к моменту установления последнего равновесия в породах, т. е. чаще всего не к кульминации метаморфизма и анатексиса, а к регрессивной стадии. Поэтому полученные таким путем данные о слишком низкой для анатексиса температуре формирования не могут служить достаточным основанием для вывода о неанатектическом происхождении мигматитов.

Выше были приведены данные о том, что процессы анатексиса в метаморфических породах неразрывно связаны с реакциями дегидратации, в связи с чем в расплаве чаще всего кристаллизуются твердофазные продукты этих реакций. Поэтому отклонения жильного материала от строгого соответствия по составу кварц-полевошпатовой «эвтектике» вполне объяснимы и при анатектическом его происхождении.

Отмечалось, что получаемая иногда разница в химическом составе мигматизированных и немигматизированных пород не может служить достаточным основанием для вывода о привносе — выносе вещества, поскольку никогда нет уверенности, что эта разница не связана с отличиями в исходном составе сопоставляемых пород.

Было показано, что порфиробластез является закономерным следствием метаморфизма и анатексиса, а постепенные переходы между субстратом и жильным материалом и несколько более позднее образование части минералов последнего обусловлены соответственно формированием большинства мигматитов путем анатектической дифференциации и кристаллизацией расплава в регрессивную стадию метаморфизма. Конформность жильного материала и субстрата, отсутствие признаков раздвижения субстрата и подводящих каналов к большинству жильных выделений также вполне понятны с точки зрения анатектического происхождения мигматитов.

Все это подтверждает точку зрения Г. Винклера (1969), Н. Л. Добрецова и др. (1971, 1973) об отсутствии достоверных данных о регионально проявленных процессах замещения гранитами чуждых им по составу пород.

При допущении процессов замещения возникают большие затруднения при объяснении механизма перемещения и источников гранитизирующих растворов, а также практически неразрешимая проблема отсутствия фронта базификации, сравниваемого по масштабам с фронтом гранитизации.

Несмотря на длительную историю развития гипотезы трансформизма, до сих пор совершенно отсутствуют экспериментальные работы, воспроизводящие метасоматическое замещение гранитами чуждых им по составу пород. Не разработана и физико-химическая модель данного процесса. Такое положение не случайно. Еще в 1952 г. Д. С. Коржинский

отмечал, что процесс метасоматической трансформации пород любого состава в граниты с физико-химической точки зрения нереален, поскольку метасоматоз не в состоянии объяснить многоминеральность гранитов и их устойчивый количественно-минералогический состав. Более подробно этот важный вопрос рассматривался в ряде наших работ (Шкодзинский, 1969, 1970, 1973). Здесь также будут рассмотрены наиболее существенные положения и обсуждены некоторые не анализировавшиеся варианты.

В основе гипотезы трансформизма лежит допущение о том, что растворы, равновесные с минеральными парагенезисами гранитов, должны выносить из вмещающих пород те компоненты, концентрации которых в этих породах выше, чем в гранитах, и привносить те, концентрации которых во вмещающих породах ниже. Предполагается, что направление перемещений химических компонентов между рассматриваемыми породами (или между равновесными с ними растворами) определяется разницей концентраций химических компонентов в породах. С этим можно было бы согласиться, если бы геологические системы по свойствам приближались к идеальным растворам. Однако ясно, что как находящаяся в стадии кристаллизации гранитная магма, так и вмещающие их метаморфические породы, в целом не являются растворами, а представляют собой многофазные системы, в которых даже при достижении полного равновесия, всегда сохранится разница концентраций. Например, в сосуществующих плагиоклазе и биотите гранитов концентрации калия, магния и других компонентов резко различны, хотя эти минералы кристаллизуются одновременно и сосуществуют в течение миллионов лет, не обнаруживая признаков неравновесности.

Из работ по термодинамике и физической химии (Коржинский, 1957; Акопян, 1963, Керн и Вайсброт, 1966; и др.) известно, что наиболее универсальным условием химической равновесности многофазной системы является не равенство концентраций компонентов во всех ее частях, а равенство химических потенциалов компонентов. В случае появления градиента химического потенциала компонента в системе последний будет перемещаться в направлении меньших значений его химического потенциала.

Об относительных величинах химических потенциалов компонентов при процессах минералообразования в гранитах и вмещающих кристаллических породах (а также в равновесных с ними растворах) можно судить с помощью разработанного Д. С. Коржинским метода парагенетического анализа.

Попытаемся выяснить на конкретных примерах, какой состав должны иметь конечные продукты метасоматических преобразований под влиянием растворов, равновесных с минеральными парагенезисами гранитов. Условие равновесности

«гранитизирующих» растворов с минеральными парагенезисами гранитов вытекает из самой сущности гипотезы трансформизма, поскольку она предполагает, что граниты являются конечным результатом воздействия «гранитизирующих» растворов.

Изменение метаморфических пород под влиянием равновесных с гранитами растворов соответствует случаю диффузии через очень мало подвижные растворы или диффузионному обмену между породами и очень интенсивно просачивающимися растворами, когда скорость движения и объем их настолько значительны, что изменение состава под влиянием вмещающих пород очень мало и им можно пренебречь. Такое интенсивное просачивание следовало бы предполагать при метасоматическом образовании гранитов. Химический состав растворов точно не известен, поэтому рассмотрение изменений метаморфических пород под влиянием равновесных с гранитами растворов будет часто подменяться рассмотрением изменений этих пород под влиянием гранитов, что совершенно правомерно по причине их равновесности.

Пусть равновесные растворы в первый момент воздействия на метаморфические породы полностью неравновесны с ними по величине химических потенциалов всех компонентов. Между породами и растворами сразу же начнутся процессы выравнивания химических потенциалов в результате диффузии. При большой емкости растворов в отношении всех компонентов неметаморфические породы приблизятся к состоянию химического равновесия с растворами и гранитами, в первую очередь, в отношении наиболее подвижных компонентов, особенно в отношении тех, для которых необходим очень небольшой приток или вынос. Такими компонентами являются вода, щелочи и кислород. Валовой состав метаморфических пород при этом существенно не изменится.

Так, из диаграммы (рис. 45) хорошо видно, что насыщенные кремнекислотой основные породы, приблизившись к состоянию химического равновесия с роговообманковыми гранитами поля 2 диаграммы в отношении химических потенциалов Na, K, H₂O и O₂, а также в отношении температуры и давления должны быть сложены ассоциацией $Pm + Nb + Pl$ ($\pm Mt, Q$), т. е. типичными минералами основных пород умеренно высокой температуры образования, и сохранят свое резкое различие с гранитами по валовому химическому составу.

Дальнейшее изменение метаморфических пород под влиянием равновесных с гранитами растворов выразится в выравнивании химических потенциалов компонентов, являющихся заведомо виртуальными инертными при образовании гранитов. Относительные величины химических потенциалов этих компонентов могут быть определены с помощью метода по-

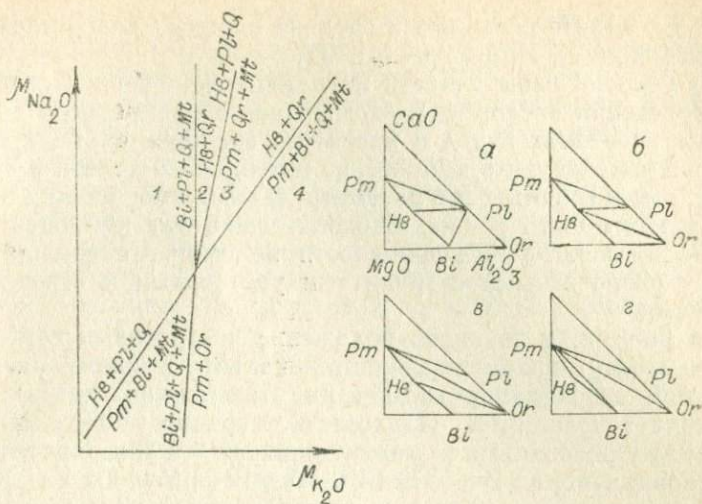


Рис. 45. Химические потенциалы щелочей для гранитов и основных кристаллических сланцев, рассчитанные при вполне подвижном поведении щелочей, воды и кислорода.

строения эквипотенциальных линий. На треугольной диаграмме состав — парагенезис «...эквипотенциальные линии для одного из виртуальных компонентов диаграммы должны быть расположены так, чтобы луч, проведенный на диаграмме из координатной точки этого компонента, пересекал каждую из эквипотенциальных линий только один раз, причем с приближением по лучу к координатной точке данного компонента мы должны пересекать линии все более высокого потенциала этого компонента» (Коржинский, 1957, с. 110). Эквипотенциальные линии на треугольных диаграммах могут проходить только в полях одно- и двуминеральных парагенезисов. Изменения метаморфических пород под влиянием гранитов целесообразно рассматривать как изобарическое, поскольку изменения объема при таком взаимодействии не приводят к существенным изменениям давления ввиду большой пластичности пород в период мигматитообразования.

Довольно распространенным и очень интересным является случай, когда находящиеся в стадии кристаллизации граниты и пришедшие с ними в равновесие в отношении химических потенциалов наиболее подвижных компонентов (а также в отношении температуры и давления) насыщенные и пересыщенные кремнекислотой основные и средние породы имеют повышенную щелочность и по минеральному составу попадают в одну и ту же часть поля 2 диаграммы химических потенциалов Na и K (см. рис. 46). Такие граниты должны быть сложены ассоциацией $Hb+Pl+Or+Q+Mt$, а находящиеся с

ними в контакте основные и средние породы — парагенезисами $Pm+Hb+Pl$, $Hb+Pl$ (+Mt, Q).

Из условий избыточности магнетита (при вполне подвижном поведении кислорода), насыщенности кремнекислотой основных и средних пород и равенства внешних факторов равновесия вытекает, что химические потенциалы железа и кремнекислоты в гранитах и в рассматриваемых вмещающих породах должны быть равны. Следовательно, эти компоненты в случае их некоторой подвижности не смогут перемещаться между равновесными с гранитами растворами и основными породами.

На рис. 46, а показано положение построенных согласно приведенному правилу эквипотенциальных линий магния. Значения потенциалов магния на этих линиях возрастают от линии 1 к линии 4. Парагенезис гранитов $Hb+Pl+Or$ (+Q+Mt) располагается между линиями 2 и 3, а парагенезисы основных пород $Pm+Hb+Pl$, $Hb+Pl$ (+Mt+Q) на линии 2 и между линиями 2 и 1, т. е. рассматриваемым роговообманковым гранитам соответствует более высокий потенциал магния при формировании, чем парагенезисам основных и средних по составу пород. Это важный вывод, поскольку из него следует, что магний при некоторой его подвижности в рассматриваемом случае должен мигрировать не из основных пород в граниты или равновесные с ними растворы, как нередко предполагается, а из растворов в основные породы. Последние при этом будут обогащаться магнием и точки их

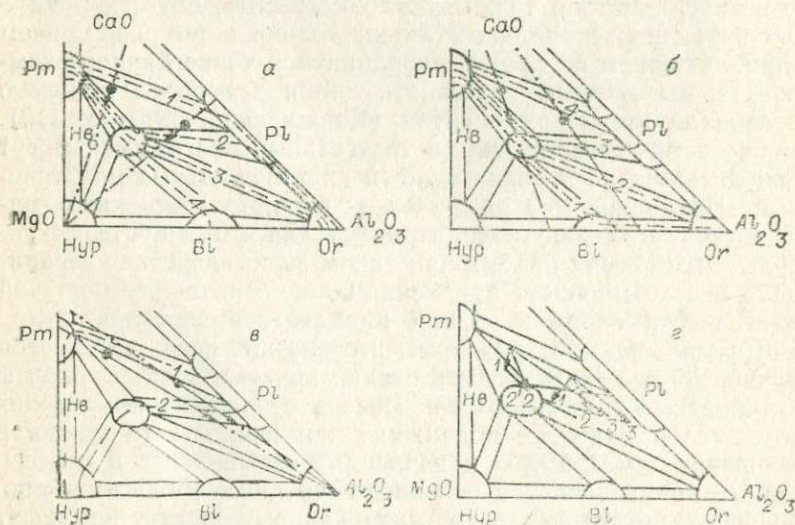


Рис. 46. Изменение состава основных пород под влиянием гранитов в случае перемещения Mg (а), Ca (б), Al (в) и всех этих компонентов (г). Пунктир — эквипотенциальные линии.

состава (см. рис. 46, а) в случае полной неподвижности кальция и алюминия будут смещаться вдоль лучей, восстановленных из координатного угла магния. Это смещение для двух произвольно выбранных составов основных пород показано стрелками. Из диаграммы видно, что привнос магния в основных породах из гранитов или равновесных с ними растворов может привести к образованию меланократовых амфибол-плагиоклазовых, клинопироксен-амфиболовых или мономинеральных амфиболовых пород. Возможно, таким путем образуются некоторые описанные в литературе меланократовые оторочки на контакте гранитов и пегматитов с вмещающими породами.

На рис. 46, б показаны эквипотенциальные линии кальция для минеральных парагенезисов рассматриваемых роговообманковых гранитов и основных пород. Из положения этих линий видно, что парагенезисам основных пород соответствует значительно более высокий химический потенциал кальция, чем гранитам. Поэтому при некоторой подвижности кальций начнет мигрировать из основных пород в граниты (или в равновесные с ними растворы) и точки составов основных пород на треугольной диаграмме будут смещаться вдоль лучей проведенных из угла кальция в направлении от координатной точки этого компонента, например, для двух произвольных точек — вдоль стрелок. Судя по положению эквипотенциальных линий алюминия (см. рис. 46, в), рассматриваемым основным породам соответствует более низкий химический потенциал алюминия, чем гранитам, поэтому алюминий в случае подвижности должен мигрировать из гранитов в основные породы и точки состава последних при отсутствии перемещений кальция и магния на рисунке сместятся в направлении стрелок. При одновременных перемещениях всех трех компонентов точки составов основных пород на треугольной диаграмме (см. рис. 46, г) сместятся в промежуток между стрелками 1 и 3. В случае меланократовых пород выравнивание сначала химического потенциала Mg, затем Ca или Al на втором этапе приведет к смещению вдоль стрелки 2'.

Каждая из стрелок на рисунке оканчивается в той точке, в которой величина химического потенциала соответствующего компонента в измененных основных породах становится равной величине его химического потенциала в гранитах. В связи с тем, что эквипотенциальные линии на треугольных диаграммах состав—парагенезис проходят только в полях одно- или двуминеральных парагенезисов, эти стрелки не могут заходить в поля трехминеральных парагенезисов гранитов. Конечные продукты метасоматических изменений основных и средних пород, полностью химически равновесные с рассматриваемыми амфиболовыми гранитами, в зависимости от ис-

ходного состава этих пород будут сложены либо роговой обманкой и плагиоклазом в различных количественных соотношениях, либо одной роговой обманкой (+Mt+Q) и не будут иметь состав гранитов. С физико-химической точки зрения это обусловлено тем, что равновесие в многофазных простых системах вследствие равенства химических потенциалов компонентов в каждой из фаз не зависит от количественных соотношений фаз в той или иной части такой системы. Поэтому, как только в рассматриваемых основных породах исчезнут минералы, чуждые гранитам (клинопироксен), а другие минералы приблизятся по составу к аналогичным минералам в гранитах, наступает полное химическое равновесие независимо от количественных соотношений минералов в измененных основных породах.

В случае относительно медленного просачивания через основные породы первоначально равновесных с гранитами растворов в последних благодаря повышению концентрации кальция должен осуществляться эффект взаимодействия оснований с повышением щелочности, детально рассмотренный в работах Д. С. Коржинского (1960₂), А. А. Маракушева (1958) и др. В результате проявления этого эффекта будет происходить увеличение химического потенциала калия, что создаст предпосылки для развития во вмещающих породах калиевого полевого шпата. Однако одновременно в растворах будет увеличиваться химический потенциал магния (и без того уже более высокий, чем в основных породах), что приведет к привносу магния и, скорее всего, железа во вмещающие породы. Это, а также связанное с увеличением щелочности понижение в растворах химического потенциала кремниевой кислоты сделают невозможным процесс метасоматической трансформации основных пород в граниты и при медленном просачивании растворов с проявлением эффекта взаимодействия оснований.

Если «гранитизирующие» растворы равновесны не с гранитами, а с гранитной магмой, то пути и состав конечных продуктов изменений метаморфических пород под их влиянием во многом должны определяться степенью неравномерности расплава с твердыми фазами. В случае равновесности расплава рассмотренных роговообманковых гранитов с роговой обманкой и плагиоклазом конечные продукты изменения основных метаморфических пород под влиянием равновесных с таким расплавом растворов должны быть представлены роговообманковыми, клинопироксен-роговообманковыми и роговообманково-плагиоклазовыми породами, магний должен привноситься в основные породы из растворов; замещение этих пород гранитами также невозможно (рис. 47).

Более сложный вариант изменения намечается в случае недосыщенности расплава плагиоклазом. Растворы, равно-

весные с таким расплавом, при очень большой подвижности Al и Ca в принципе могут привести к образованию гранитного расплава в основных породах (см. рис. 47) путем привноса K, Si и Al и выноса Ca. Подобные преобразования близки к процессам магматического замещения, предложенным Д. С. Коржинским (1952) для образования гранитов. Следует, однако, заметить, что растворы, равновесные, видимо, с любой реальной гранитной магмой,

не способны выносить в существенных количествах магний и, возможно, железо из метаморфических пород. Например, в гранитном расплаве, по экспериментальным данным Н. Н. Хитарова и др. (1969), В. Кнабе (Кнабе, 1970_{1,2}), темноцветы не растворяются полностью в кислом расплаве даже при нагревании на 100—200° выше начала плавления. Из положения эквипотенциальных линий магния видно, что химический потенциал магния в ассоциации $Hb+Or+L$, как и в ассоциации $Hb+Pl+L$, заметно выше, чем в ассоциациях $Hb+Pl$, $Pm+Hb+Pl$ (см. рис. 47). В связи с этим равновесные с таким гранитным расплавом растворы должны привносить магний в основные породы. По этой причине количество возникающего расплава в основных породах должно быть незначительно и данные породы не могут полностью заместиться гранитами. Кроме того, в глубинных метаморфических комплексах очень маловероятно присутствие недосыщенных плагиоклазом гранитных магм, поскольку они существуют и, видимо, образуются в толщах, очень богатых плагиоклазом. Как следует из ранее приведенного материала, анатектический жильный материал в мигматитах практически всегда насыщен плагиоклазом. Поэтому для мигматитов данный вариант замещения, очевидно, представляет лишь теоретический интерес, что подтверждается всеми приведенными данными.

В случае медленного просачивания равновесных с гранитным расплавом растворов и проявления эффекта взаимодействия активностей оснований возрастание химического потенциала магния и железа, и уменьшение химического потенциала кремнекислоты в растворах еще более затруднят трансформацию основных пород в граниты.

Д. С. Коржинский (1973) показал, что растворение и вынос оснований из метаморфических пород возможны в связи

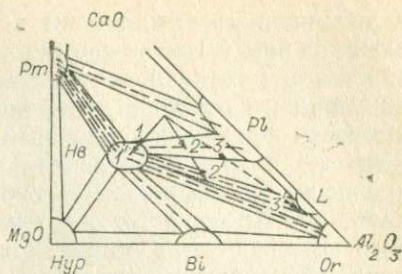


Рис. 47. Изменение состава основных пород под влиянием растворов, равновесных с ассоциацией $L+Hb+Pl$ при подвижности Mg (стрелка 1), Ca (2) и Al (3) и с ассоциацией $L+Hb+Or$ (стрелки 1'—3' соответственно).

с увеличением активностей кислотных компонентов в остывающих при подъеме растворах. При образовании мигматитов такой механизм дебазификации кажется, однако, трудно допустимым, поскольку жильный материал в мигматитах чаще всего послыйный, в связи с чем необходимо предполагать почти не объяснимые резкие изменения активностей кислот при переходе растворов из субстрата в жильный материал и наоборот. Кроме того, содержание фтора, типичного кислотного компонента, в минералах субстрата и жильного материала практически одинаково (см. рис. 27), что указывает на близость его химического потенциала в этих частях мигматитов. Содержание фтора и хлора в темноцветных минералах уменьшается с уменьшением интенсивности метаморфизма, а не увеличивается, как следовало бы ожидать в случае существования потоков флюидов с увеличивающейся в них активностью кислотных компонентов по мере подъема их во все более низкотемпературные зоны.

Таким образом, рассмотренные примеры свидетельствуют о нереальности при образовании мигматитов процессов метасоматической трансформации в граниты по крайней мере основных по составу пород. Хотя появление небольших количеств гранитного материала в этих породах при некоторых других процессах замещения и принципиально возможно, однако очень маловероятно.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МИГМАТИТОВ

Все приведенные выше многочисленные данные свидетельствуют о формировании мигматитов и мигматитоподобных пород в условиях системы, закрытой практически в отношении всех компонентов, об отсутствии существенного метасоматического привноса—выноса компонентов при мигматитообразовании. Это значительно упрощает решение проблемы генезиса рассматриваемых пород.

Все мигматиты и мигматитоподобные породы разделяются на две большие группы—на внутренне равновесные в момент мигматитообразования и внутренне неравновесные. В первых субстрат и жильный материал близки к состоянию физико-химической равновесности друг с другом, о чем свидетельствуют идентичность или родственность минеральных парагенезисов, близкий состав одноименных темноцветных минералов в них. Во вторых субстрат и жильный материал неравновесны по отношению друг к другу, на что указывают разнородность минеральных парагенезисов и разный состав одноименных минералов в них.

Относительно равномерное в однородных по составу породах рассеянное распределение жильного материала в виде

мелких обычно замкнутых тел часто с постепенными переходами к субстрату и другие данные свидетельствуют о том, что равновесность субстрата и жильного материала в мигматитах и мигматитоподобных породах обусловлена главным образом не поздними процессами выравнивания интенсивных параметров между генетически разнородными субстратом и жильным материалом, а является результатом образования субстрата и жильного материала в ходе одного и того же процесса — процесса дифференциации пород.

В широко распространенных внутренне равновесных мигматитах жильный материал имеет гранитный приближающийся к «эвтектике» состав, присутствует только в легкоплавких породах, метаморфизованных при температурах достаточно высоких для начала плавления. Это указывает на то, что жильный материал в момент образования представлял собой анатектический расплав и, следовательно, процессы дифференциации при их образовании совершались с участием процессов анатексиса. Такие мигматиты сформировались в результате процессов анатектической дифференциации.

В мало распространенных внутренне равновесных мигматитоподобных породах негранитный жильный материал весьма тугоплавок и в условиях метаморфизма не мог пройти стадию расплава, он присутствует и в низкотемпературных метаморфических комплексах без явлений анатексиса. Данные мигматитоподобные породы должны были сформироваться в результате метаморфической дифференциации.

Во внутренне неравновесных мигматитах и мигматитоподобных породах химическая неравномерность субстрата и жильного материала указывает на генетическую разнородность этих частей.

В одной разновидности данных мигматитов близкий по составу к гранитам жильный материал является секущим по отношению к субстрату. В связи с отсутствием признаков метасоматического формирования гранитного жильного материала такие мигматиты могли сформироваться только в результате инъекции гранитной магмы.

В другой разновидности внутренне неравновесных мигматитов жильный материал образует совершенно согласные с субстратом тела практически без рвущих взаимоотношений и подводящих каналов, по составу и текстуре близок к гранитам и в условиях метаморфизма хотя бы частично должен был пройти стадию расплава. Все особенности таких мигматитов указывают на их образование путем переплавления наиболее кислых прослоев в первично неоднородных по составу метаморфических породах, т. е. в результате дифференциального анатексиса.

В третьей разновидности гранитный по составу материал образует совершенно согласные с субстратом тела, не имеет

признаков интенсивного плавления, обладает гнейсовидной текстурой и не отличается по внешнему виду от метаморфических пород. Такие мигматитоподобные образования должны были сформироваться путем метаморфической перекристаллизации первично неоднородных пород с близкими по составу к гранитам прослоями и участками.

Таким образом, выделяются следующие пять механизмов формирования мигматитов и мигматитоподобных пород: метаморфическая перекристаллизация, метаморфическая дифференциация, дифференциальный анатексис, анатектическая дифференциация и инъекция расплава. Каждому из данных механизмов соответствует генетический тип мигматитов и псевдомигматитов.

Эти генетические типы мигматитов и мигматитоподобных пород классифицированы по степени перемещения вещества при формировании и последовательности процессов во времени (табл. 27). При движении по горизонтали слева направо увеличивается степень перемещения вещества при мигматитообразовании, а последовательность сверху вниз отвечает последовательности процессов во времени. По вертикали выделяются две крупные колонки: верхняя, соответствующая в среднем несколько более ранним метаморфическим процессам образования мигматитов, и нижняя, соответствующая магматическим процессам. По горизонтали при движении слева направо выделяются три колонки: первая — мигматиты и псевдомигматиты, образовавшиеся без существенных перемещений вещества, вторая — мигматиты и псевдомигматиты, сформировавшиеся путем дифференциации вещества, и третья — мигматиты, образовавшиеся в результате привноса вещества путем инъекции кислого расплава.

Для мигматитов, образовавшихся путем анатектической дифференциации, характерны парагенетическая родственность субстрата и жильного материала, близость состава одноименных минералов в них, близкий к гранитному состав жильного материала, очень равномерное в однородных по составу мигматитах тонко рассеянное (см. рис. 2, 4) распределение последнего в виде жилообразных или неправильных обособлений без подводящих каналов, с самыми постепенными переходами к субстрату, явная зависимость содержания и состава жильного материала от состава субстрата. Данные мигматиты развиты почти исключительно в кварцсодержащих метаморфических породах. Они полностью соответствуют мигматитам с рассеянным гранитным материалом приведенной в начале работы систематики мигматитов и мигматитоподобных пород по морфологическим признакам и составу жильного материала. К рассматриваемым мигматитам относится большинство адергнейсов, полосчатых мигматитов и птгматитов по морфологической систематике Дж. Дж. Се-

Генетическая систематика мигматитов и мигматитоподобных пород

		Увеличение степени перемещения вещества →		
		С автохтонным жильным материалом		С аллохтонным жильным материалом
Характер метаморфизма ↓		Отсутствие перемещений вещества	Дифференциация вещества	Привнос
Последовательность во времени ↓	Прогрессивный	Псевдомигматиты, образовавшиеся путем метаморфической перекристаллизации (парагенетически разнородные с конформными телами гранито-гнейсов)	Псевдомигматиты, образовавшиеся путем метаморфической дифференциации (парагенетически однородные с рассеянным негранитным жильным материалом)	Инъекционные мигматиты (парагенетически разнородные с секущим гранитным жильным материалом)
	Регрессивный	Мигматиты, образовавшиеся путем дифференциального анатексиса (парагенетически разнородные с конформными телами гранитного материала)	Мигматиты, образовавшиеся путем анатектической дифференциации (парагенетически однородные с рассеянным гранитным жильным материалом)	

дерхольма, послонных мигматитов по Н. Г. Судовикову (1954), тонкополосчатых, плойчатых и птигматитовых мигматитов по Н. А. Шуркину (1957).

Термины «анатексис» и «палингенез» широко использовались еще в работах Дж. Дж. Седерхольма для образования мигматитов путем плавления. В последующей литературе часто применялись термины дифференциальное, селективное, частичное и полное плавление. Но четкое разделение этих процессов на выплавление или анатектическую дифференциацию и переплавление, или дифференциальный анатексис не производилось, как не использовался и термин анатектическая дифференциация. Видимо, впервые этот термин применяется в книге К. Менерта (1971) для обозначения процессов образования мигматитов путем дифференциации пород на субстрат и жильный материал в процессе частичного плавления.

Плавление при образовании рассматриваемых мигматитов часто инкогруэнтное, расплав здесь является одним из продуктов метаморфических реакций, его количество контролируется этими реакциями, главным образом количеством воды, выделяющейся при дегидратации гидроксилсодержащих темноцветных минералов, и составом пород. Наряду с процессами анатектической дифференциации в формировании рассматриваемых мигматитов принимали участие процессы метаморфической дифференциации, что связано, видимо, с более благоприятными условиями кристаллизации в расплаве минералов, выделявшихся при реакциях дегидратации.

При образовании мигматитов с рассеянным гранитным жильным материалом чаще всего должен отсутствовать флюид в виде свободной фазы. В связи с низким коэффициентом диффузии воды в расплавах при повышении температуры это приводит к возникновению и сохранению градиентов химического потенциала воды в мигматитах разного состава. Следствием недостатка воды и обусловленного им участия реакций дегидратации в процессах плавления, а также участия в формировании рассматриваемых мигматитов процессов метаморфической дифференциации является существование в этих мигматитах тенденции обогащения темноцветной составляющей жильного материала главной фазы безводными минералами (гранатом, кордиеритом, пироксенами). С кристаллизацией расплава в посткульминационный этап метаморфизма связаны отсутствие или значительно меньшая степень гнейсовидности жильного материала и иногда устанавливающиеся признаки несколько большей низкотемпературности части его минерала.

Почти всегда отмечается некоторая неодновременность кристаллизации жильного материала рассматриваемых мигматитов. Наряду с жильным материалом главной фазы, для

которого характерна повышенная роль безводных минералов в темноцветной составляющей, в данных мигматитах обычно присутствует небольшое количество более поздних выделений крупнозернистого и лейкократового жильного материала с темноцветной составляющей, обогащенной гидроксилсодержащими минералами. Все его особенности свидетельствуют об образовании его из остаточного расплава, обогащенного водой и другими летучими компонентами.

Процессы образования вещества субстрата и жильного материала, минеральных парагенезисов субстрата и сверхэвтектических минералов жильного материала в мигматитах, сформировавшихся путем анатектической дифференциации, синхронны с кульминацией прогрессивного метаморфизма, процессы образования минералов (в основном кварца и полевых шпатов) из кристаллизовавшегося расплава осуществлялись в посткульминационную стадию метаморфизма.

Данные мигматиты очень широко распространены в метаморфических комплексах гранулитовой и амфиболитовой фаций, они встречаются здесь в несколько раз чаще, чем мигматиты всех остальных типов, вместе взятые.

Для мигматитов, образовавшихся путем **дифференциального анатексиса**, характерны парагенетическая разнородность субстрата и жильного материала, разный состав одноименных минералов в них, обычно массивная текстура жильного материала, конформность последнего с субстратом (см. рис. 12). Гранитный материал в них более подвижен, чем в мигматитоподобных породах с гранито-гнейсовыми телами, и нередко образует инъекции во вмещающие породы. В этом случае данные мигматиты сходны с инъекционными. Об инъекционном происхождении свидетельствуют сохранение в жильном материале непереплавленных участков, конформных с общей структурой мигматитов, некоторые черты общности состава субстрата и жильного материала. Например, в высокоглиноземистых толщах субстрат и жильный материал рассматриваемых мигматитов обычно содержат одни и те же специфические для высокоглиноземистых пород минералы — гранат, кордиерит. Данные образования полностью соответствуют мигматитам с конформным гранитным материалом приведенной ранее систематики мигматитов и мигматитоподобных пород по морфологическим признакам и составу жильного материала. К ним, видимо, относятся некоторые полосчатые мигматиты и небулиты по морфологической систематике Дж. Дж. Седерхольма, часть послойных мигматитов по Н. Г. Судовикову (1955), некоторые слонсто-полосчатые и теневые мигматиты по К. А. Шуркину (1957).

Вещество субстрата и жильного материала этих мигматитов является дометаморфическим, парагенезисы субстрата и сверхэвтектические минералы жильного материала синхрон-

ны с высокотемпературным метаморфизмом, часть минералов жильного материала данных мигматитов (в основном кварц и полевые шпаты) синхронна с регрессивным этапом метаморфизма, поскольку образовалась при кристаллизации расплавов в период снижения температуры.

Формированию этих мигматитов благоприятствуют повышенная температура метаморфизма, пониженное давление на твердые фазы и высокий химический потенциал воды, способствующие процессам переплавления наиболее кислых по составу метаморфических пород. Наиболее высокий химический потенциал воды при прочих равных условиях создается в некоторых парагнайсах повышенной основности, не плавящихся, но выделяющих воду при прогрессивном метаморфизме. Поэтому для широкого развития данных мигматитов благоприятны не только кислые по составу метаморфические комплексы, но и комплексы пестрого состава, в которых близкие к гранитам легкоплавкие метаморфические породы чередуются с более основными.

Для **инъекционных** (с секущим гранитным материалом в приведенной ранее систематике) **мигматитов** характерны парагенетическая разнородность субстрата и жильного материала, разный состав одноименных минералов в них, неравномерное распределение жильного материала в виде секущих, обычно крупных тел с резкими переходами к субстрату (см. рис. 3). Этим мигматитам соответствуют, очевидно, агматиты Дж. Дж. Седерхольма и Н. Г. Судовикова (1955), брекчиевидные, псевдобрекчиевидные, некоторые ветвистожилковатые и сетчатые мигматиты (К. А. Шуркин, 1957).

В инъекционных мигматитах вещество субстрата является дометаморфическим, его минеральные парагенезисы синхронны с высокотемпературным метаморфизмом; жильный материал ввиду его анатектического происхождения может внедряться как в высокотемпературную стадию прогрессивного метаморфизма, так и в стадию регрессивного метаморфизма. Рассматриваемые мигматиты чаще всего встречаются в зонах тектонических нарушений, в приконтактных частях аллохтонных гранитов и в высокотемпературных метаморфических комплексах с интенсивно проявленными процессами анатексиса.

Для псевдомигматитов, сформировавшихся путем **метаморфической перекристаллизации** первично неоднородных пород с прослоями, близкими по составу к гранитам, характерны парагенетическая разнородность субстрата и гранито-гнейсового материала, разный состав одноименных минералов в них, конформность гранито-гнейсового материала с субстратом и гнейсовидная текстура в нем (см. рис. 13). Данные образования полностью соответствуют мигматитоподобным породам с конформным гранито-гнейсовым материалом

в приведенной ранее систематике мигматитов и мигматитоподобных пород по морфологическим и вещественным признакам.

Вещество субстрата и гранито-гнейсового материала в рассматриваемых псевдомигматитах является дометаморфическим, минеральные парагенезисы синхронны с высокотемпературным этапом метаморфизма. Формированию рассматриваемых мигматитоподобных пород должны быть благоприятны относительно невысокая температура метаморфизма, повышенное общее давление и низкий химический потенциал воды, препятствовавшие процессам плавления наиболее кислых пород. Наиболее низкий химический потенциал воды, при прочих равных условиях, достигается в самых кислых толщах, где вода интенсивно поглощается при процессах плавления. Такие толщи, чаще всего относительно низкотемпературные, поэтому данные образования наиболее широко развиты в кислых по составу комплексах амфиболитовой фации метаморфизма.

Возможность формирования некоторых мигматитоподобных пород типа полосчатых гнейсов путем метаморфической перекристаллизации детально рассмотрена Р. В. Дитрихом (Dietrich, 1960), для процессов образования гранитов путем такой перекристаллизации им предложен термин «трептоморфизм».

Для псевдомигматитов, сформировавшихся путем **метаморфической дифференциации**, характерны негранитный состав жильного материала, парагенетическая родственность субстрата и жильного материала, близкий состав одноименных минералов в них, рассеянное распределение жильного материала в виде мелких обособлений и прожилков (см. рис. 10, 11). Жильный материал обычно более крупнозернистый, чем субстрат, не выдержанный по составу, имеет как резкие, так и постепенные переходы в субстрат; в его темноцветной составляющей содержание безводных минералов обычно в несколько раз более высокое, чем в субстрате. Данные образования полностью соответствуют мигматитоподобным породам с рассеянным негранитным жильным материалом приведенной ранее систематики. К рассматриваемым псевдомигматитам относятся, видимо, некоторые диктиониты по Дж. Дж. Седерхольму и, возможно, часть ветвисто-жилковатых мигматитов по Н. Г. Судовикову и К. А. Шуркину.

В псевдомигматитах, сформировавшихся путем метаморфической дифференциации, с высокотемпературным метаморфизмом синхронны как процессы образования вещества субстрата и жильного материала, так и процессы образования минеральных парагенезисов.

Термин «метаморфическая дифференциация» был введен в 1911 г. Ф. Л. Стиллвеллом (Менерт, 1971). Принципы и ме-

ханизм метаморфической дифференциации рассмотрены в работах П. Эскола (Eskola, 1932), Ф. Тернера, Дж. Ферхугена (1961), Н. Е. Елисеева (1963). Процессы формирования рассматриваемых мигматитоподобных пород больше всего соответствуют метаморфической дифференциации под влиянием неравных давлений. Наиболее детально механизм и вопросы термодинамики такого процесса рассмотрены в работе В. В. Хлестова (1969). Образование путем метаморфической дифференциации в поле неравных давлений в настоящее время предполагается для кварцевых, кальцитовых, эпидотовых, глаукофановых жил и прожилков в низкотемпературных метаморфических комплексах (Charpen, 1950; Хлестов, 1969; Добрецов и др., 1971). Некоторые исследователи различные виды метаморфической дифференциации считают причиной образования мигматитов с гранитным жильным материалом. Например, Дж. Ф. Уайт (White, 1966) формирование мигматитов типа жилковатых гнейсов района Палмер (Южная Австралия) связывает с усилением первичной неоднородности в распределении кварца и полевых шпатов благодаря разрастанию крупных зерен и растворению мелких в процессе метаморфической перекристаллизации. По мнению Дж. Ф. Уайта, доказательством неанатектического происхождения мигматитов в этом районе являются присутствие порфиробласт калиевого полевого шпата и содержание калия в жильном материале, более высокое, чем в кварц-полевошпатовой «эвтектике». Выше, однако, было показано, что эти явления не могут служить достаточными основаниями для вывода о неанатектическом происхождении мигматитов. В нашей работе (Шкодзинский и др., 1973) также была переоценена роль метаморфической дифференциации в образовании мигматитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше были изложены результаты изучения физико-химических условий образования и генезиса мигматитов с использованием большого нового материала по соотношениям минеральных парагенезисов и химического состава минералов в субстрате и жильном материале, замерам содержания последнего. Описано значительное количество новых или мало изученных явлений в мигматизированных породах: признаки неполного выплавления кварц-полевошпатовой «эвтектики» из субстрата, повышенная по сравнению с субстратом роль безводных минералов в темноцветной составляющей рассеянного жильного материала, деление мигматитов на внутренне химически равновесные и неравновесные, несколько повышенная магнезиальность темноцветных минералов в рассеянном гранитном материале гранатсодержащих мигматитов, зависимость между содержанием рассеянного гранитного материала и содержанием в субстрате биотита, зависимость содержания воды в биотитах и железистости темноцветов в мигматизированных породах от степени тугоплавкости последних, признаки повышения железистости темноцветов в гранатсодержащих высокотемпературных мигматитах с увеличением давления и др.

Анализ этих данных привел к важным для проблемы мигматитов заключениям об инертности поведения всех главных химических компонентов, в том числе и воды в системе твердые фазы + расплав, о буферной в отношении воды роли расплава при процессах минералообразования в магматизированных комплексах. На основании этого разработана новая генетическая систематика мигматитов, построена приближенная P — T диаграмма для бедных кальцием кварцсодержащих мигматитов.

Из проведенных исследований вытекает необходимость учёта состава рассеянного гранитного материала при изучении мигматизированных метаморфических пород, важность учёта фазы расплава при анализе минеральных парагенезисов метаморфических пород с рассеянным гранитным материалом, т. е. процессы высокотемпературного метаморфизма кислых пород должны изучаться в тесной связи с процессами мигматитообразования в них.

ПРИНЯТЫЕ СИМВОЛЫ ФАЗ

Ab — альбит	L — расплав кварц-полевошпатовый
Alm — альмандин	L' — расплав кварц-ортоклазовый
An — анортит	Mt — магнетит
And — андалузит	Ms — мусковит
Bi — биотит	Op — непрозрачные минералы
Cc — кальцит	Or — калиевый полевой шпат
Crd — корунд	Pl ₃₀ — плагиоклаз и его номер
Cor — кордиерит	Pm — клинопироксен
Cum — куммингтонит	Q — кварц
Dol — доломит	Rd — рудный минерал
Di — диопсид	Rt — рутил
En — энстатит	Sap — сапфирин
For — форстерит	Scp — скаполит
Gd — жедрит	Sf — сфен
Gr — гранат	Sil — силлиманит
Hb — роговая обманка	Sp — шпинель
Hyp — гиперстен	St — ставролит
Ilm — ильменит	Trm — турмалин
Ku — кианит	

Индексы у символов темноцветных минералов, кроме оговоренных случаев, означают общую железистость темноцветных минералов $\varphi = \frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$.

ЛИТЕРАТУРА

- Акопян А. А. Химическая термодинамика. М., «Высшая школа», 1963, 528 с.
- Бабошин В. А. К методике изучения ультраметаморфических мигматитов в связи со стратиграфическим расчленением архейских пород в Беломорье.— «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», 1966, т. 114, с. 198—217.
- Баклунд Х. Проблема гранитизации.— В кн.: Проблема образования гранита. М., ИЛ, 1950, с. 316—337.
- Бакуменко И. Т. Петрологические аспекты изучения включений расплавов в минералах.— В кн.: Петрология. М., «Наука», 1972, с. 128—135.
- Берзенина Ф. Б. Парагенетический анализ кордиеритсодержащих пород Ингульской гнейсовой полосы (юго-восточная часть Кировоградского блока).— «Геол. журн.», 1970, т. 30, № 4, с. 39—49.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, 168 с.
- Буряк В. А., Другов Г. М., Шаров В. Н. Баланс изменения химического состава пород в процессе регионального метаморфизма (на примере Витимо-Патомского нагорья).— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 316—328.
- Великославинский Д. А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1966, с. 3—24.
- Великославинский Д. А. Метаморфические зоны в Северном Приладожье и оценка температур метаморфизма квантитового и андалузитового типов регионального метаморфизма.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. М., «Наука», 1971, с. 61—70.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., «Наука», 1972, 189 с.
- Великославинский Д. А., Мануйлова М. М., Ревякин Л. В., Соколов Ю. М., Шалек Е. А. Метаморфические пояса Байкальской горной области.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. М., «Наука», 1971, с. 167—181.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 246 с.
- Винклер Г., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968. 156 с.
- Гаврилин Р. Д., Агафонова Л. С., Савинова Е. И. Поведение фтора при гранитизации.— «Геохимия», 1972, № 3, с. 281—287.
- Глебовицкий В. А. Проблемы метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973. 128 с.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968, 188 с.

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы Т. 4, М., «Мир», 1966. 482 с.
- Добрецов Н. Л. Значение парциального давления H_2O и CO_2 в метаморфических системах. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 6, с. 1425—1428.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Геохимия глаукофанового метаморфизма. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 300—315.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 286 с.
- Докембрий Восточного Саяна. М.—Л., «Наука», 1964. 328 с. (Труды ЛАГЕД, вып. 18).
- Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 72—80.
- Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1970. 302 с.
- Доливо-Добровольский В. В. О закономерностях фазовых равновесий в системах с подвижными компонентами. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 183—193.
- Дубровский М. И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 54—68.
- Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ и ее петрологическое значение. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 2, с. 446—449.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963. 428 с.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Сииныцын А. В. О генезисе некоторых метасоматитов Криворожья. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970, с. 21—36.
- Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. М., «Наука», 1972. 160 с.
- Зотов И. А. Давление воды (P_{H_2O}) при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 7, с. 60—73.
- Иодер Х. С. Система $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и соответствующие метаморфические фации. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954, с. 77—132.
- Иодер Х. С. Роль воды при метаморфизме. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 520—538.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 268 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А., Лебедев Е. Б., Коровушкина Э. Е. Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях. — «Геохимия», 1972, № 12, с. 1549—1560.
- Карсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973. 23 с.
- Кеpezинскас К. Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метапелитов. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 10, с. 49—56.
- Кеpezинскас К. Б., Хлестов В. В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней (на примере района

среднего течения реки Большой Патом). — «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 21—25.

Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., «Мир», 1966. 278 с.

Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов, метасоматоз или анатексис. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 227—242.

Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 71—91.

Кицул В. И., Березкин В. И. Новый вариант диаграммы $P_s - H_2O$ для бедных кальцием ортоклаз-, мусковитосодержащих высокоглиноземистых пород с избытком SiO_2 . — «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 3, с. 685—688.

Кицул В. И., Лазебник К. А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 135—158.

Кицул В. И., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. О физико-химических условиях образования и разложения граната в основных метаморфических породах. — «Докл. АН СССР», т. 196, 1971, № 4, с. 930—933.

Кицул В. И., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973, с. 4—28.

Кицул В. И., Шкодзинский В. С. Инертность — подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии ее расчленения (на примере Алданского щита). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 81—91.

Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые южного района, 1933, с. 183—221. (Труды Совета по изуч. произв. сил. АН, Якутская АССР, вып. 2).

Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья. — «Записки Минерал. об-ва», 1936, ч. 65, вып. 2, с. 247—280.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. М., Изд-во АН СССР, 1940. 100 с. (Труды ИГН, вып. 12, петрогр. сер., № 5).

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. 1945, с. 1—100 (Труды ИГН АН СССР, вып. 61, петрогр. сер., № 21).

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

Коржинский Д. С. Минеральные парагенезисы системы $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ и режим воды и углекислоты при метаморфизме. — «Минер. сб. Львов. геол. об-ва», 1960, № 14, с. 34—49.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 163—198. (Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ.).

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 163—169.

- Коржинский Д. С.** Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 109 с.
- Коржинский Д. С.** Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 14—21.
- Коржинский Д. С.** Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 144—152. (Труды IV Всесоюз. петрограф. совещ.).
- Коржинский Д. С.** Метамагматические процессы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 12, с. 3—6.
- Кориковский С. П.** Метаморфизм, гранитизация и постагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И.** Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука», 1969. 226 с.
- Кропоткин П. Н.** О происхождении гранитов. — «Сов. геология», 1940, № 9, с. 32—44.
- Крылова М. Д., Борисова К. Д.** Процессы ультраметаморфизма в мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (на примере Зейского района). — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 143—163.
- Крылова М. Д., Васильева С. Н.** О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1966, с. 156—168.
- Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н., Глебовский С. С., Галибин В. А.** Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972. 181 с.
- Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н.** К геохимии ультраметаморфизма. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 166—181.
- Кулиш Е. А.** Реакционные минеральные преобразования в гранатовых основных сланцах Южной Якутии. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 131, № 1, с. 200—203.
- Кулиш Е. А., Ромашкин А. И.** Химический состав иенгрской серии алданского архея и продуктов ее гранитизации. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 4, с. 970—971.
- Летников Ф. А.** Физико-химические условия выплавления и геохимическая эволюция гранитоидных расплавов в различных фациях метаморфизма. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 83—94.
- Летников Ф. А., Чигирнева И. А.** О газово-водном режиме формирования гранитоидов Кокчетавской глыбы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 49—56.
- Линдсли Д. Х.** Диаграмма плавкости плагиоклаза при высоких давлениях. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1971, с. 95—96.
- Лисицын А. Е.** Гранитизация докембрия Кокчетавской глыбы и генезис магнезиальных скарнов. М., «Недра», 1970. 176 с.
- Лобач-Жученко С. В., Чекулаев В. П., Афанасьева Л. И.** Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 355—362.
- Лопадю-Арг П.** О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблема образования гранитов. Т. 2. М., ИЛ, 1950, с. 51—107.
- Луцк Б. Г.** Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964. 124 с.

Лутц Б. Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 159—182.

Маракушев А. А. О термодинамических исследованиях в минералогии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 5—30.

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан, Кн. изд-во, 1958. 121 с.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968. 201 с.

Маракушев А. А. Проблемы метаморфизма. (В связи с монографией «Фации метаморфизма» под ред. В. С. Соболева). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 9, с. 16—28.

Маракушев А. А. Общие вопросы метаморфизма. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 22—41.

Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971. 134 с.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 3—14.

Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). Красноярск, 1972. 130 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 123).

Мельник Ю. П., Ярошук М. А. Анализ равновесных минеральных ассоциаций горных пород, метаморфизованных в условиях избытка и недостатка воды. — В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 138—159.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963. 152 с.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971, 327 с.

Митрофанов Ф. П., Шуркин К. Л. Особенности магматических и ультраметаморфогенных формаций раннего докембрия. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 74—77.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.

Николаев В. А. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 4, с. 3—30.

Николаев В. А. О вариантности природных систем и применение к ним правила фаз. — «Зап. Всесоюзн. минер. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 253—268.

Новгородов П. Г., Шкодзинский В. С. Эксперименты по плавлению гранита в смеси H_2O-CO_2 и некоторые вопросы гранитообразования. — «Геохимия», 1974, № 5, с. 741—750.

Остапенко Г. Т., Хитаров Н. И. О механизме возникновения гранитного расплава при процессах гранитизации песчано-сланцевых пород. — В кн.: Идеи Е. С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии. Л., «Наука», 1970, с. 225—234.

Перчук Л. Л. Равновесия порообразования минералов. М., «Наука», 1970. 392 с.

Перчук Л. Л. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 188—213.

Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971. 424 с.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим метаморфизма. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 12, с. 46—60.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 318 с.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия процесса регионального метаморфизма в условиях высоких давлений. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 291—299.

Петров В. П. Природа магмы и разнообразие горных пород. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 6—13.

Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972, 135 с.

Петрова З. И., Пожарицкая Л. К. Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 182—193.

Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. 2. Ч. 2, М., «Недра», 1966. 271 с.

Половинкина Ю. Ир. Место и время ультраметаморфического петрогенеза в складчатых областях раннего докембрия. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970, с. 225—227.

Равич М. Г. Проблема чернокитов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 102—108.

Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеоздат, 1972. 658 с.

Рид Х. Размышления о граните. — В кн.: Проблема образования гранита. М., ИЛ, 1949, с. 143—294.

Русин А. И. Мигматиты Восточно-Мугоджарского антиклинория. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1972, № 1, с. 56—61.

Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л., Изд-во ЛГУ, 1972. 128 с.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 451—454.

Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенеза. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 24—35.

Соболев В. С., Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т., Понамарева Л. Г. Методы прямого определения температур и давлений по включениям в минералах метаморфических пород. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 43—53.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964. 218 с.

Соколов Ю. М. Региональный метаморфизм и пегматитоносность Мамской серии водораздела рек Чаи и Большой Чуи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1965. 175 с.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладужской формации. Л., Изд-во АН СССР, 1954. 198 с. (Труды ЛАГЕД, вып. 4).

Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. — Л., Изд-во АН СССР, 1955, с. 97—174. (Труды ЛАГЕД, вып. 5).

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 295 с.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965. 290 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Томиленко А. А., Чупин В. П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгрской серии.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 54—56.

Томпсон Дж. Б. Термодинамические основы теории минеральных фаций.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 171—222.

Томпсон Дж. Минеральные фации в пелитовых сланцах.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 313—325.

Туре Ж. Мигматизация ленточных гнейсов «Селас» (Южная Норвегия).— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 131—147.

Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971.

Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 173—186.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.

Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². — «Геохимия», 1969, № 1, с. 8—13.

Хилтова В. Я., Шулешко И. К., Савельев А. А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 249—262.

Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Растворимость воды в расплавах гранитного состава при давлениях до 7000 атм.— «Геохимия», 1963, № 10, с. 957—958.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления.— «Геохимия», 1962, № 4, с. 300—303.

Хлестов В. В. Значение неравновесных давлений при метаморфизме.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1969, с. 113—125.

Хлестов В. В., Ушакова Е. К. Метаморфизм пород китайской свиты в Восточном Саяне.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной петрологии. Т. 3. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 245—286.

Шабинин Л. И. О некоторых связанных с гранитизацией метасоматических преобразований гнейсовых толщ, заключающих доломитовые мраморы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 8, с. 3—15.

Шкодзинский В. С. О положении титана в клинопироксенах.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 5, с. 1182—1185.

Шкодзинский В. С. К проблеме происхождения чарнокитов.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 10, с. 54—62.

Шкодзинский В. С. Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами. М., «Наука», 1970. 110 с.

Шкодзинский В. С. О составе продуктов метасоматических преобразований под влиянием равновесных с гранитами растворов.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973, с. 172—186.

Шкодзинский В. С. Происхождение порфиробласт в мигматитах Алданского щита.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973, с. 196—200.

Шкодзинский В. С. Соотношение железистости граната в субстрате и жильном материале мигматитов и петрологический смысл пониженной железистости граната в жильном материале.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 5, с. 1193—1196.

Шкодзинский В. С., Кицул В. И., Дамаскина Г. Д., Паринава З. Ф. Закономерности соотношений минерального состава субстрата и жильно-

го материала в мигматитах Алданского щита. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973, с. 187—195.

Шулятин О. Г., Захаров Ю. И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 182—195.

Шульдинер В. И. Кварц-кордиеритовые симплектиты в архейских породах северо-восточного Забайкалья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 12, с. 60—73.

Шульдинер В. И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М., «Наука», 1969. 104 с.

Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраосновных пород вообще и мигматитов в частности. Л., Изд-во АН СССР, 1957, с. 74—108. (Труды ЛАГЕД, вып. 7).

Шуркин К. А. Морфологические типы мигматитов и методика картирования мигматитовых полей. — В кн.: Петрология и формационное деление русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 15—28.

Шуркин К. А., Горлов И. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 306 с. (Труды ЛАГЕД, вып. 14).

Althaus E. Der Einfluss des Wassers auf metamorphe Mineralreaktionen. — “Neues Jahrb. Mineral., Monatsh”, 1968, N 9, s. 289—306.

Best M. G., Weiss L. E. Mineralogical relations in some pelitic hornfelses from the southern Sierra Nevada, California. — “Amer. Mineral.”, 1964, v. 49, N 9—10, p. 1240—1267.

Blattner P. Migmatite by partial fusion and short range hydrothermal transfer, British Columbia. — “Schweiz miner. und petrogr. Mitt.”, 1971, v. 51, N 1, p. 155—177.

Boettcher A. L., Wyllie P. I. Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. — “J. Geol.”, 1968, v. 76, N 2, p. 235—244.

Boettcher A. L., Wyllie P. I. Phases relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kilobars pressure. — “Amer. J. Sci.”, 1969, v. 267, N 2, p. 875—909.

Bowen N. L., Tuttle O. F. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ “J. Geol.”, 1950, v. 58, N 5, p. 489—511.

Brown G. C. A comment on the role of water in the partial fusion of crustal rocks. — “Earth and Planetary science. Letters 9”, 1970, p. 355—358.

Brown G. C., Fyfe W. S. The production of granitic melts during ultra-metamorphism. — “Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1970, v. 28, N 4, p. 310—318.

Brown P. E. Major element composition of the Loch Coire migmatite complex Sutherland. — “Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1967, v. 14, 26 p.

Brown P. E. The origin of the granitic sheets and veins in the Loch Coire migmatites, Scotland. — “Mineral. Magaz.”, 1971, v. 38, p. 446—450.

Buddington A. F. Isogrades and the role of H_2O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondack area, New York. — “Bull. Geol. Soc. Am.”, 1963, v. 74, p. 1155—1182.

Burnham C. W. Hydrothermal fluids at the magmatic stage. — “Geochemistry of hydrothermal ore deposits”, H. L. Barnes (Ed.). N. Y., Holt, Rinehart a. Win., 1967, p. 34—76.

Butler V. C. A chemical study of some rocks of the Moine series of Scotland, Quart. — “J. Geol. Spc. London”, 1965, v. 121, p. 163—208.

Chapman C. A. Quartz veins by metamorphic differentiation of aluminous schists. — “Am. Mineral.”, 1950, v. 35, p. 693—710.

Chinner G. A. Almandine in thermal aureoles. — “J. Petrol.”, 1962, v. 3, N 2, p. 316—340.

Dietrich R. V. Banded gneisses. — “J. Petrol.”, 1960, v. 7, N 1, p. 99—120.

Engel A. E., Engel C. C. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack Mountains, New York, II. — “Bull. Geol. Soc. Am.”, 1960, v. 71, p. 1—57.

Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation.—“Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande”, 1932, v. 5, p. 68—77.

Eskola P. On the differential anatexis of rocks.—“Bull. Comm. Geol. Finlande”, 1933, v. 103, p. 12—25.

Evans B. W., Guidotti C. V. The silimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA.—“Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1966, v. 12, p. 25—62.

Ghaly T. S. Metamorphic differentiation in some Lewesian rocks of North-West Scotland.—“Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1969, v. 22, N 4, p. 276—289.

Grant J. A. Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages.—“Amer. J. Sci.”, 1968, v. 266, N 10, p. 908—931.

Grant J. A. Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks.—“Amer. J. Sci.”, 1973, v. 273, N 4, p. 289—317.

Hensen B. J. Cordierite-garnet equilibrium as a function of pressure, temperature and iron-magnesium ratio.—“Carnegie Inst. Annu. Repr. Dir. Geophys. Lab., 1971—1972, Repr.”. Washington, D. C., 1972, p. 418—421.

Hensen B. J., Essene E. J. Stability of pyrope-quartz in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$.—“Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1971, v. 30, N 1, p. 72—83.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II. Compositions without excess aluminosilicate.—“Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1972, v. 35, N 4, p. 331—354.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications.—“Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1973, v. 38, N 2, p. 151—166.

Holloway J. R., Burnham C. W., Millholen G. I. Generation of $H_2O - CO_2$ mixtures for use in hydrothermal experimentation.—“J. Geophys. Res.”, 1968, v. 73, p. 6598—6600.

Holmquist P. J. Typen und Nomenklatur der Adergestein.—“Geol. Fören. Stockholm Förh.”, 1921, v. 43, s. 612—631.

James R. S., Hamilton D. L. Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2$ at 1 kilobar water vapour pressure.—“Contribs. Mineral. and Petrol.”, 1969, v. 21, N 2, p. 111—141.

Jones K. A. Origin of albite porphyroblasts in rocks of the Ben More-Am Binnein Area, Hestern Perthshire, Scotland.—“Geol. Mag.”, 1961, v. 98, p. 41—55.

Jung J., Roques M. Introduction a l'etude zoneographique des formations cristallophylliennes.—“Bull. Serv. Carte Geol. France”, 1952, t. 50, N 235, p. 1—62.

Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R. Ternary feldspars.—“Carnegie Inst. Washington Year Book”, 1957, v. 56, p. 206—214.

Knabe W. Anatexis von Quarz-Plagioklas-Biotit-Metamorphiten.—“Geol. Jb.”, 1970₁, b. 89, s. 1—32.

Knabe W. Reaktionen des Biotits bei der Anatexis.—“Geol. Jb.”, 1970₂, b. 88, N 18, s. 355—372.

Lambert J. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. Melting reactions in the system $KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ to 20 kilobars.—“Am. J. Sci.”, 1969, v. 267, p. 609—626.

Lambert R. St. J. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart district of Invernesshire.—“Trans. Roy. Soc. Edinburgh”, 1959, v. 63, N 3, p. 553—588.

Lindsley D. H. Melting relations of $KAlSi_3O_8$. Effect of pressures up to 40 kilobars.—“Amer. Mineral.”, 1966, v. 51, p. 1793—1799.

Lundgren L. W. Muscovite reactions and partial melting in south-eastern Connecticut.—“J. Petrol.”, 1966, v. 7, N 3, p. 421—453.

Luth W. C. The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ to 20 kb and the relationship between content, PH_2O and P_{total} in granitic magmas.—“*Amer. J. Sci.*”, 1969, A-267, Schairer V., p. 325—341.

Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars.—“*J. Geophys. Res.*”, 1964, v. 69, p. 759—753.

Matejovska O. Composition of coexisting garnet and biotite from some granulites of Moldanubicum, Czechoslovakia.—“*Neues Jahrb. Mineral., Monatsch.*”, 1970, N 6, s. 249—288.

Matthes S., Okrusch M., Richter P. Zur Migmatit-Bildung im Oderwald.—“*Neues Jahrb. Mineral. Abh.*”, 1972, v. 116, N 3, s. 225—267.

Merrill R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. Melting reaction in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 20 kbar compared with results for other feld-spar-quartz- H_2O and rock- H_2O system.—“*J. Geol.*”, 1970, v. 78, N 5, p. 558—569.

Millholen G. L. Melting of nepheline syenite with H_2O and $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ and the effect of delution of the aqueous phase on the beginning of melting.—“*Amer. J. Sci.*”, 1971, v. 270, N 3, p. 244—254.

Millholen G. L., Wyllie P. J., Burnham C. W. Melting relations of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ to 30 kb. In the presence of $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2 = 50 : 50$ vapour.—“*Amer. J. Sci.*”, 1971, v. 271, N 5, p. 473—480.

Misch P. Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatic gneisses in northern Cascade mountains of Washington state.—“*Contribs. Mineral. and Petrol.*”, 1968, v. 17, N 1, p. 1—70.

Muller R. F. Mobility of the elements in metamorphism.—“*J. Geol.*”, 1967, v. 75, N 5, p. 565—582.

Newton R. C. The thermal stability of zoisite.—“*J. Geol.*”, 1965, v. 73, N 3, p. 431—441.

Newton R. C. An experimental determination of the high-pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions.—“*J. Geol.*” 1972, v. 80, N 4, p. 398—420.

Neuerburg G. J. Origin of porphyroblasts.—“*Bull. Geol. Soc. Am.*”, 1957, v. 68, p. 653—654.

Ohta Y. Plagioclase porphyroblasts from an amphibolite paleozome.—“*Lithos*”, 1972, v. 5, N 1, p. 73—88.

Okrusch M. Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz.—“*Contrib. Mineral. and Petrol.*”, 1969, v. 22, N 1, p. 32—72.

Okrusch M. Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria.—“*Contribs. Mineral. and Petrol.*”, 1971, v. 32, N 1, p. 1—23.

Piwinskii A. J. Experimental studies of igneous series: central Sierra Nevada Batholith, California.—“*J. Geol.*”, 1968, v. 78, p. 52—76.

Platen H., Höller H. Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark bei 2, 4, 7 und 10 kb H_2O — Druck.—“*Neues Jahrb. Mineral. Abhand.*”, 1967, B. 106, S. 106—130.

Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks, The univ. of Chicago Press, USA, 1952, p. 1—317.

Reinhardt E. W. Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Ganonoque area, Ontario.—“*Canad. J. Earth. Sci.*”, 1968, v. 5, N 3, p. 455—482.

Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M. C. Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° and 1500°.—“*Am. J. Sci.*”, 1968, v. 266, N 7, p. 513—541.

Robertson J. K., Wyllie P. J. Rock-water system with special reference to the water deficient region.—“*Am. J. Sci.*”, 1971, v. 271, N 3, p. 252—277.

Rogers J. Hydrothermal melting of some New Zealand greywackes and argillites.—“*Internat. Assoc. Volcanol., New Zealand, 1965, Abstr.*”, Wellington, 1965, p. 141—143.

Scheumann K. H. Metatexis und Metablastesis.—“*Tschermaks. Mineral. Petrogr. Mitt.*”, 1937, B. 48, N 5—6, p. 402—412.

Sederholm J. J. On regional granitization (or anatexis).— "Compt. Rend. Intern. Geol. Congr.", Canada, 1913, v. 12, p. 315—324.

Shaw D. M. Geochemistry of pelitic rocks.— "Bull. Geol. Soc. Am.", 1956, v. 67, p. 919—934.

Shaw H. R. The four-phase curve sanidine-quartz-liquid-gas between 500 and 4000 bars.— "Amer. Mineral.", 1963, v. 48, p. 883—896.

Smithson S. W., Murphy D. J., Houston R. S. Development of an augen gneiss terrain.— "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1971, v. 33, N 3, p. 184—190.

Steuhl H. H. Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitgneises aus dem Schwarzwald.— "Chem. Erde", 1962, v. 27, s. 413—449.

Storre B. Dry melting of muscovite+quartz in the range $P_s=7$ kb. to $P_s=20$ kb.— "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1972, v. 37, N 1, p. 87—89.

Suk M. Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneisses in central Bohemia.— "Kristallinicum", 1964, v. 2, p. 71—105.

Stewart D. B. Four-phase curve in the system $CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2 - H_2O$ between 1 and 10 kilobars.— "Schweiz. Mineral. Petr. Mitt.", 1967, v. 47, N 1, p. 35—59.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$.— "Geol. Soc. Am. Mem.", 1958, v. 74, 153 p.

Waard D. Palingenetic structures in augen gneiss of the sierra de Guadarrama, Spain.— "Bull. Comm. Geol. Finlande", 1950, N 150, p. 51—66.

White A. I. R. Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia.— "Chem. Geol.", 1966, v. 2, N 1, p. 165—200.

Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite.— "Geol. Rundschau", 1935, b. 26, N 5, s. 305—347.

Winkler H. G. F., Von Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1961, v. 24, p. 48—69, 250—259.

Winkler H. G. F. Der Prozess der Anatexis, seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.— "Tschermans Mineral. Petrog. Mitt.", 1967, v. 11, s. 266—287.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars.— "Am. J. Sci.", 1959, v. 257, p. 648—655.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two Volatile components.— "Am. J. Sci.", 1961, v. 259, p. 128—143.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and Li_2O , in addition to H_2O , on the melting temperatures of albite and granite.— "Am. J. Sci.", 1964, v. 262, p. 930—939.

Zen E. A. Mineralogy and petrology of the system $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ in some pyrophyllitic deposits of north Carolina.— "Amer. Mineral.", 1961, v. 46, N 1—2, p. 52—66.

Zen E. A. Components, phases and criteria of chemical equilibria in rocks.— "Am. J. Sci.", 1963, v. 261, N 10, p. 929—942.

Zwart H. J. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (central Pyrenees).— "Geol. Rundschau", 1962, v. 52, p. 38—65.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	4
Глава I. Вопросы систематики мигматитов	6
Содержание некоторых терминов	—
Систематика мигматитов	8
Общая характеристика различных типов мигматитов и мигматитоподобных пород	12
Глава II. Состав мигматитов и некоторые факторы, его контролирующие	24
Количественно-минералогический состав мигматитов	46
Состав минералов	49
Глава III. Содержание жильного материала в мигматитах и некоторые факторы, его контролирующие	103
Глава IV. Физико-химические условия образования мигматитов	121
Объем системы	—
Физико-химический тип системы	128
Диаграмма $P_{тв}-T$ для бедных кальцием кварцсодержащих мигматитов	174
Глава V. Генезис мигматитов	191
Главные гипотезы образования	—
О возможности формирования мигматитов путем замещения	193
Генетические типы мигматитов	202
Заключение	211
Принятые символы фаз	212
Литература	213

Владимир Степанович Шкодзинский

**ПРОБЛЕМЫ
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ
И ГЕНЕЗИСА МИГМАТИТОВ
(на примере Алданского щита)**

Ответственный редактор
Василий Иванович Кицул

Редакторы *Е. Г. Коптева, Е. Г. Макеенко*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*. Художник *В. В. Кайгородцев*. Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*. Корректоры *В. К. Тришина, К. И. Сергеева*.

Сдано в набор 22 мая 1975 г. Подписано в печать 26 декабря 1975 г. МН 01615. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 14 печ. л., 13,7 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 548. Цена 1 р. 37 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 1 р. 37 к.

1438